

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

UN CONTRIBUTO GEOFISICO ALLA RICOSTRUZIONE
DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DELLA VALLE
D'OLTRADIGE

Candidato:

Tarcisio Infriccioli

Relatore:

Prof.ssa Silvia Castellaro

Correlatore:

Dr.ssa Geol. Giulia Sgattoni

Dr. Geol. Corrado Morelli

Sessione di Dicembre
Anno Accademico 2019-2020

SOMMARIO

INTRODUZIONE.....	3
CAPITOLO I. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	5
1.1. Geomorfologia	7
1.2. Geologia strutturale e tettonica	9
1.3. Stratigrafia.....	12
1.3.1. Vulcaniti Permiane (Gruppo Vulcanico Atesino).....	13
1.3.2. Successione sedimentaria Permo-Cenozoica.....	13
1.3.3. Quaternario	14
1.4. Morfologia sepolta della val d'Adige e dell'Oltradige: dati pregressi e questioni aperte	17
CAPITOLO II. METODI GEOFISICI USATI PER LA RICOSTRUZIONE DEL SUBSTRATO ROCCIOSO	21
2.1. Sismica passiva a stazione singola.....	21
2.1.1. Le onde sismiche.....	21
2.1.2. Il rumore sismico ambientale.....	23
2.1.3. Horizontal to Vertical Spectral Ratio.....	24
2.1.4. Risonanza 1-D e 2-D.....	27
2.2. Analisi gravimetrica.....	29
2.2.1. Misurazione della gravità.....	30
2.2.2. Correzioni per la deriva strumentale e per le maree	31
2.2.3. Correzione per la latitudine.....	32
2.2.4. Correzione di Faye.....	32
2.2.5. Correzione di Bouguer.....	33
2.2.6. Correzione per la topografia	34
CAPITOLO III. CAMPAGNA INDAGINI	36

3.1. Misure di sismica passiva a stazione singola	36
3.1.1. Acquisizione in campagna	37
3.1.2. Analisi delle registrazioni	38
3.1.3. Elaborazione dei dati sismici	42
3.2. Microgravimetria	48
3.2.1. Acquisizione in campagna	50
3.2.2. Elaborazione dei dati gravimetrici	51
CAPITOLO IV. MODELLO GEOLOGICO-GEOFISICO DEL SOTTOSUOLO	58
4.1. Dal dominio della frequenza al dominio della profondità	58
4.1.1. Confronto tra dati sismici e gravimetrici	62
4.1.2. Confronto fra i pozzi e i dati sismici.....	65
4.2. Modello 3D	69
4.3. Implicazioni geologiche.....	72
CONCLUSIONI	75
Ringraziamenti.....	77
Bibliografia	78
Appendice A	84
Appendice B.....	141
Appendice C.....	147

INTRODUZIONE

La Val d'Adige propriamente detta, una delle principali valli Alpine, si sviluppa per oltre 120 km da Merano fino alla Pianura Padana. La valle, larga in media 2-3 km, percorre il tratto tra Merano e Bolzano lungo una direzione circa NW-SE e, poco prima della confluenza con la conca di Bolzano, incrocia in destra orografica una valle inattiva a orientazione N-S che si estende per circa 15 km parallelamente all'attuale val d'Adige nel tratto a sud della città di Bolzano. Questa valle, denominata Oltradige, è una zona collinare che si colloca a quote circa 200 m superiori rispetto al fondovalle della Val d'Adige. Gli eventi geologici che hanno portato alla formazione dell'Oltradige sono ad oggi poco noti, a causa della scarsità di dati profondi che permettano di ricostruire la morfologia sepolta del substrato roccioso. Alcuni autori, (Castiglioni & Trevisan, 1973) basandosi solo su informazioni geomorfologiche e geologiche di superficie, hanno avanzato l'ipotesi che tale valle rappresenti il tratto abbandonato di un antico corso del fiume Adige, che qui doveva scorrere fino all'ultimo massimo glaciale (20.000 anni fa), quando un cambiamento di tracciato lo ha deviato all'interno della conca di Bolzano e della Val d'Adige a sud di Bolzano. Dati stratigrafici profondi che possano aiutare alla comprensione dell'evoluzione geologica dell'area sono disponibili solo per la Val d'Adige nel tratto tra Merano e Bolzano, dove il substrato roccioso è collocato a quote pari a -450 m s.l.m., compatibili con un'escavazione avvenuta durante la crisi di salinità del Messiniano. Per l'Oltradige, invece, non sono disponibili informazioni sufficienti per la ricostruzione della profondità del substrato roccioso, che possano confermare o smentire l'evoluzione geologica proposta.

Nell'ambito di un progetto di ricostruzione del substrato roccioso della conca di Bolzano, condotto dal Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Bologna in collaborazione con l'Ufficio Geologia della Provincia di Bolzano, sono state effettuate indagini sismiche per la caratterizzazione profonda della valle dell'Oltradige, allo scopo di ricostruirne la morfologia del bedrock sepolto dai sedimenti. La possibilità di indagare la profondità relativa fra le due valli (Val d'Adige e Oltradige), può fornire informazioni utili alla comprensione della loro storia evolutiva.

A tale scopo, sono stati combinati due metodi geofisici a stazione singola sensibili a differenti proprietà fisiche dei terreni: la tecnica sismica passiva a stazione singola, sensibile alla

distribuzione di velocità delle onde di taglio (V_s) nei terreni (ampiamente utilizzata per studi di microzonazione sismica e spesso applicata per ricostruzioni stratigrafiche) e la microgravimetria, sensibile alla distribuzione di densità nel sottosuolo. Il vantaggio di queste tecniche risiede nella rapidità e praticità di acquisizione dei dati, che permette di indagare ampie aree, anche difficoltose da raggiungere, con numerosi punti di misura.

A partire dalla misura delle frequenze di risonanza del terreno, è stato elaborato un modello 3D del substrato roccioso che, insieme all'analisi delle anomalie di Bouguer, ha permesso di comprendere meglio la morfologia sepolta dell'area in esame.

CAPITOLO I. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area di studio è collocata all'interno della provincia autonoma di Bolzano, Trentino-Alto Adige. Il territorio di suddetta regione comprende la sezione alpina del bacino dell'Adige, che si sviluppa dallo spartiacque della medesima catena fino allo sbocco nella Pianura Padana.

L'Adige nasce a quota 1550 metri s.l.m., poco lontano dal Lago di Resia, e percorre la Val Venosta in direzione circa E-W fino a Merano, dove piega a S-E verso la conca di Bolzano, alla quota di circa 240 metri s.l.m. Presso la città di Bolzano, la Val d'Adige si allarga in corrispondenza della confluenza con il fiume Isarco (Figura 1) e nella sua prosecuzione verso sud assume una direzione circa N-S.

In prossimità della conca di Bolzano, a sud-ovest della città, è collocato l'Oltradige (Überetsch), la principale area di studio. Si tratta di una zona collinare, tra i 400 e i 600 metri d'altitudine, delimitata ad ovest dalle pendici orientali della Catena della Méndola (sotto cui scorrono la strada del vino dell'Alto Adige e la ciclabile dell'Oltradige), a nord dalla piana dell'Adige e ad est dall'ampia dorsale del Monte di Mezzo (con un'elevazione massima di 661 m s.l.m.) (Figura 1).

Dal punto di vista geologico, l'area dell'Oltradige si colloca all'interno della catena Alpina, un segmento del sistema orogenico chiamato "Catena Alpino-Himalayana", di età cretaceo-cenozoica, formatosi dalla chiusura della Tetide e dalla collisione tra il continente eurasiatico e i blocchi continentali africani, arabi ed indiani.

Tale sistema comprende due catene a falde che si sono propagate in senso opposto, una a vergenza europea e l'altra con prevalente vergenza africana. Il limite tra la placca europea (a nord) e quella africana (a sud) è dato da un sistema di faglie lungo 700 km, definito come Lineamento Periadriatico (o Insubrico) (Figura 2) e la zona di studio si trova a sud-est di questa struttura tettonica.

L'Oltradige è una regione che presenta notevoli spunti d'interesse geologico e geomorfologico; la storia geologica di quest'area è tuttora poco nota. Essa rappresenta oggi una valle in gran parte inattiva dove presumibilmente un tempo scorreva il fiume Adige, con il rilievo del Monte di Mezzo che doveva un tempo separare l'originaria valle dell'Adige, posta ad occidente della dorsale, dal solco vallivo ubicato a est, in origine percorso dal fiume Isarco. Dovevano pertanto

esistere due valli circa parallele, orientate in senso N-S, con la confluenza tra Isarco e Adige che si trovava a sud del Monte di Mezzo (Castiglioni & Trevisan, 1973; A.A. V.V., 2007).

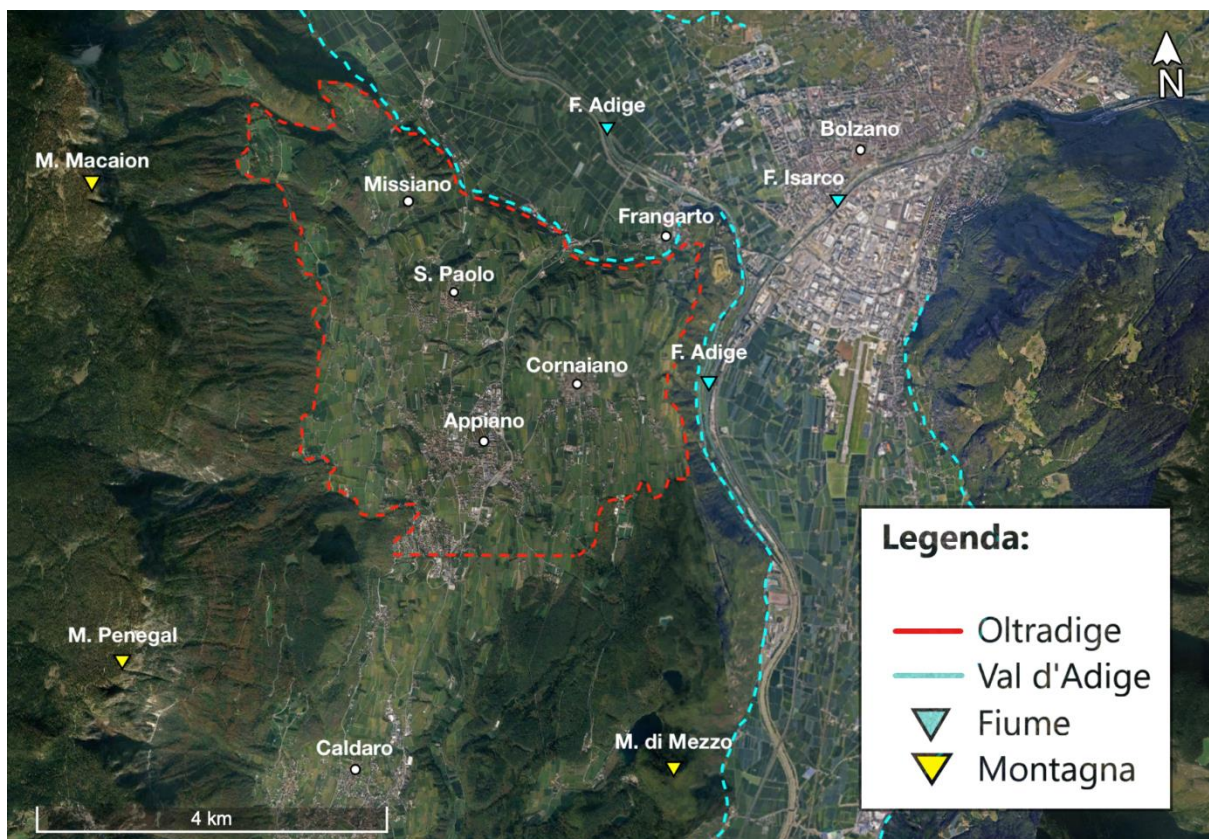


Figura 1: inquadramento geografico dell'area di studio, localizzata nell'Oltradige (evidenziata con la linea tratteggiata rossa). Foto satellitare tratta da Google Earth.

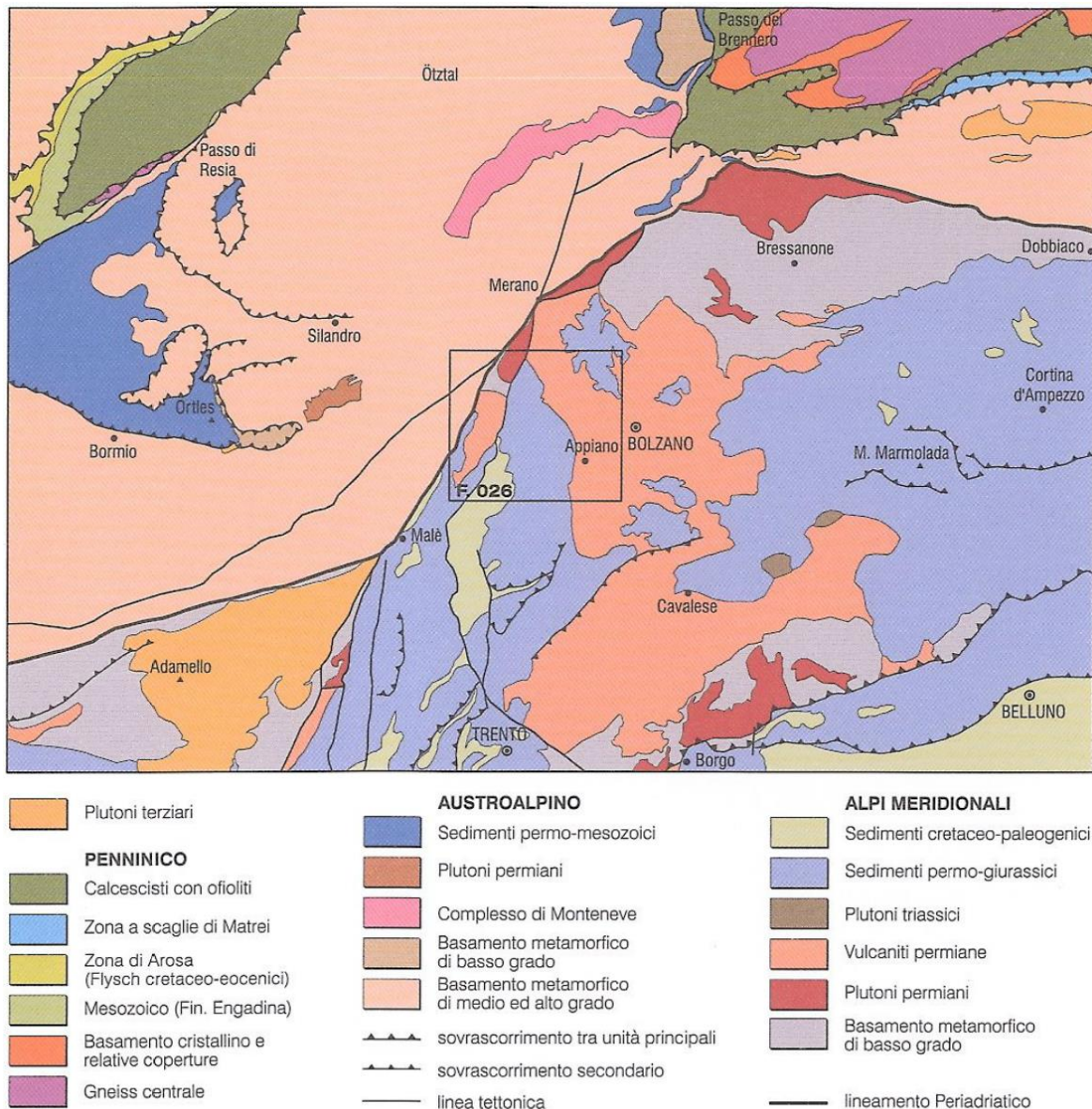


Figura 2: inquadramento geologico dell'area intorno alla zona d'Appiano (dove si colloca l'area di studio). Immagine tratta dalla Carta geologica 1:50.000, Foglio 026 Appiano (A.A. V.V., 2007).

1.1. Geomorfologia

La morfologia dell'Oltradige ricorda una depressione a forma di ampia sella ("sella di Appiano-Caldaro"), posta a circa 200 m rispetto al fondovalle atesino attuale (Figura 3). Lo spartiacque si colloca a sud di Appiano (405 m s.l.m.).

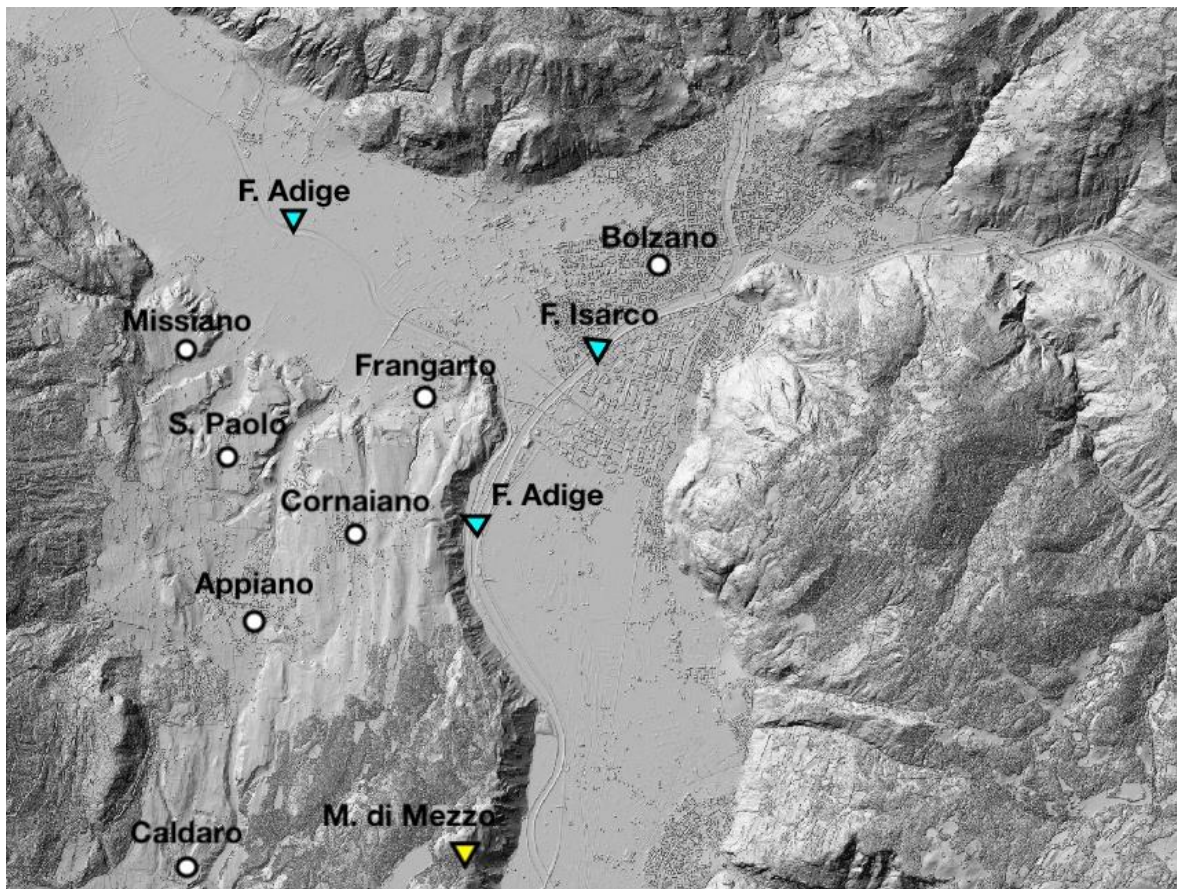


Figura 3: DEM (Digital Elevation Model) dell'area che circonda la città di Bolzano e dell'Oltradige. L'ampia zona pianeggiante è la Val d'Adige, con direzione NNW-SSE fino alla città di Bolzano, proseguendo poi con un'orientazione N-S. A sinistra scorgiamo invece la Valle dell'Oltradige, che si presenta più elevata rispetto a quella precedentemente descritta. Immagine tratta dal geo-catalogo della provincia di Bolzano (<http://geocatalogo.retecivica.bz.it/geokatalog/>).

In pianta è evidente il parallelismo tra la depressione dell'Oltradige e la Val d'Adige a sud di Bolzano (Figura 3). Durante l'ultima grande espansione glaciale (LGM), la conca dell'Oltradige, come quasi tutta la zona intorno ad Appiano, è stata occupata dal grande ghiacciaio atesino, i cui depositi (varie tipologie di till) ricoprono gran parte dell'area. Forme di modellamento subglaciale caratterizzano tutto il settore presso Cornaiano e più a sud fino a Caldaro, con dossi montonati, superfici lisce e strie glaciali ben conservate. Successivamente, il ritiro del ghiacciaio atesino ha portato alla separazione della lingua glaciale

insinuata nell'Oltradige da quella principale presente in Val d'Adige. A sud della sella di Caldaro vi è l'evidenza dell'azione dei torrenti di fusione proglaciale che approfondiscono il proprio alveo (a spese dei sedimenti più antichi) dando luogo alla formazione di depositi fluvio-glaciali. Nell'area di Missiano, S. Paolo e Frangarto (Figura 3) vi sono ampi lembi di un terrazzo che si sviluppa tra i 370-400 m di quota, formati prevalentemente da sedimenti sabbiosi incisi da ampi solchi vallivi. Alcuni lembi di conoide di origine mista, presenti sul margine occidentale di questo ampio terrazzo e troncati sul lato a valle, testimoniano come la sedimentazione sia stata fortemente condizionata dalla locale presenza di un ghiacciaio. Ad ovest dell'Oltradige si trova la catena della Mendola, che separa il bacino della Val d'Adige da quello della Val di Non; asimmetrica, si presenta come una gigantesca Cuesta e culmina con i monti Penegal (1737 m) e Macaion (1866 m) (Figura 1). Non mancano evidenze di morfologia carsica: sono comuni macro e microforme di dissoluzione epigee, doline, inghiottitoi e valli carsiche (A.A. V.V., 2007). Tutta la catena Penegal-Macaion mostra evidenze di carsismo superficiale e profondo; le cavità carsiche e gli inghiottitoi si aprono nei sedimenti carbonatici della Dolomia Principale e delle sottostanti unità carbonatiche di epoca anisico-ladinica.

1.2. Geologia strutturale e tettonica

L'area di studio è situata a circa 20 km ad est del Lineamento Periadriatico (o Linea Insubrica), il quale attraversa gran parte delle Alpi, da ovest ad est, ed è la zona di faglia più evidente nella Catena Alpina. Strutturalmente, il Lineamento Periadriatico separa rocce del margine africano, che nella compressione hanno subito una traslazione verso i quadranti meridionali (vergenza meridionale), da rocce del margine europeo, che hanno subito un trasporto tettonico verso nord. A queste ultime sono sovrapposte rocce del margine africano che hanno subito una forte traslazione, sempre verso nord (Figura 4).

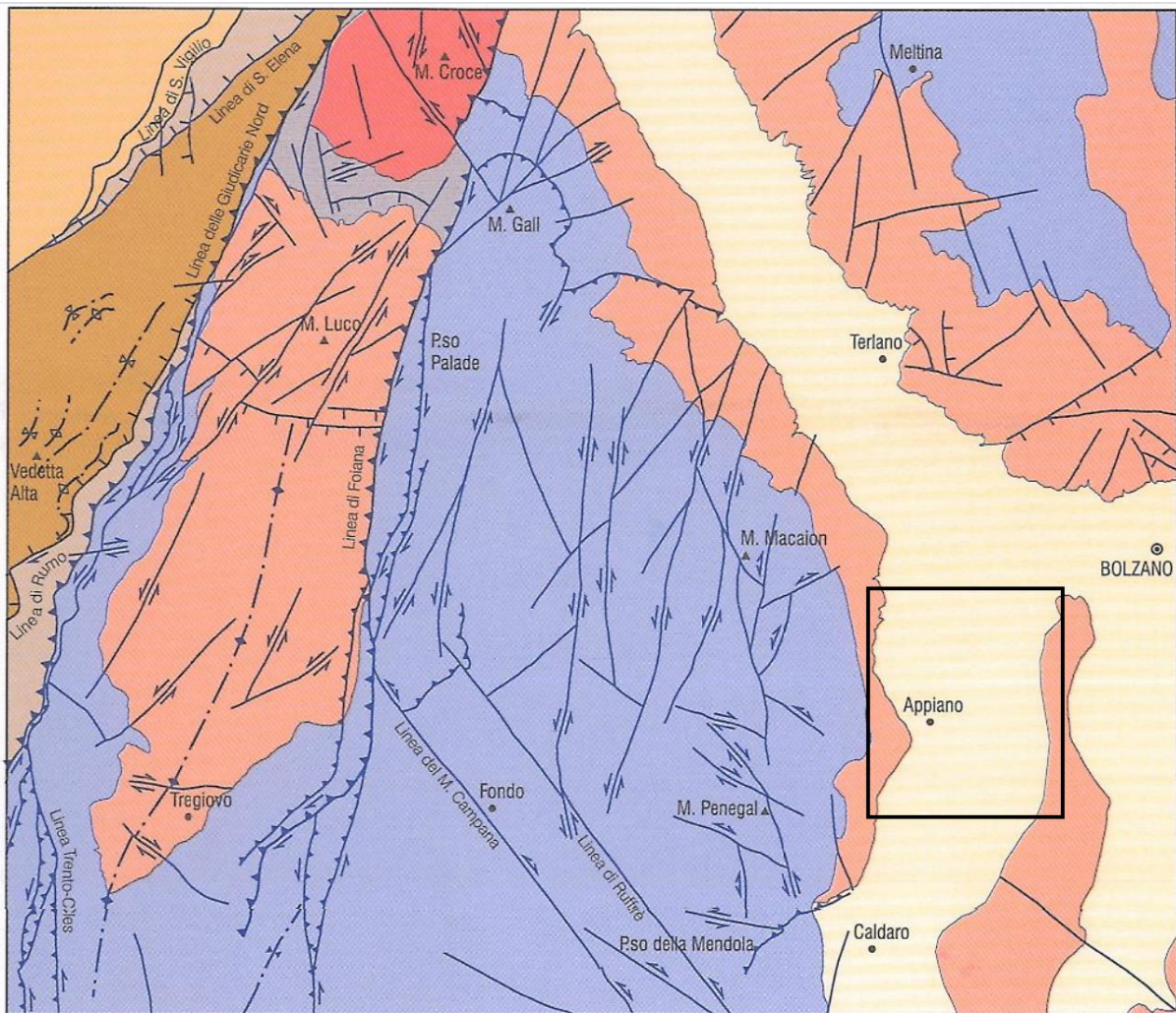


Figura 4: schema tettonico 1:200.000 dell'area circostante la zona in esame; l'area di studio è collocata all'interno del rettangolo nero. Immagine tratta dalla Carta geologica 1:50.000 del progetto CARG per il foglio 026 Appiano (A.A. V.V., 2007).

Il Lineamento Periadiatico, in questo settore delle Alpi, presenta un andamento NE-SW, obliquo rispetto alla tendenza principale E-W che caratterizza lo stesso ad est (Linea della Pusteria) e ad ovest (Linea del Tonale). Tale tratto obliquo prende il nome di Linea delle Giudicarie (Figura 5), tradizionalmente divisa in due segmenti, separati dalla giunzione con la

Linea del Tonale. Il segmento settentrionale (Linea delle Giudicarie Nord) è la porzione di Lineamento Periadriatico che affiora ad ovest rispetto all'Oltradige, mentre il segmento meridionale (Linea delle Giudicarie Sud) prosegue all'interno delle Alpi meridionali ed è più distante rispetto all'area di studio.

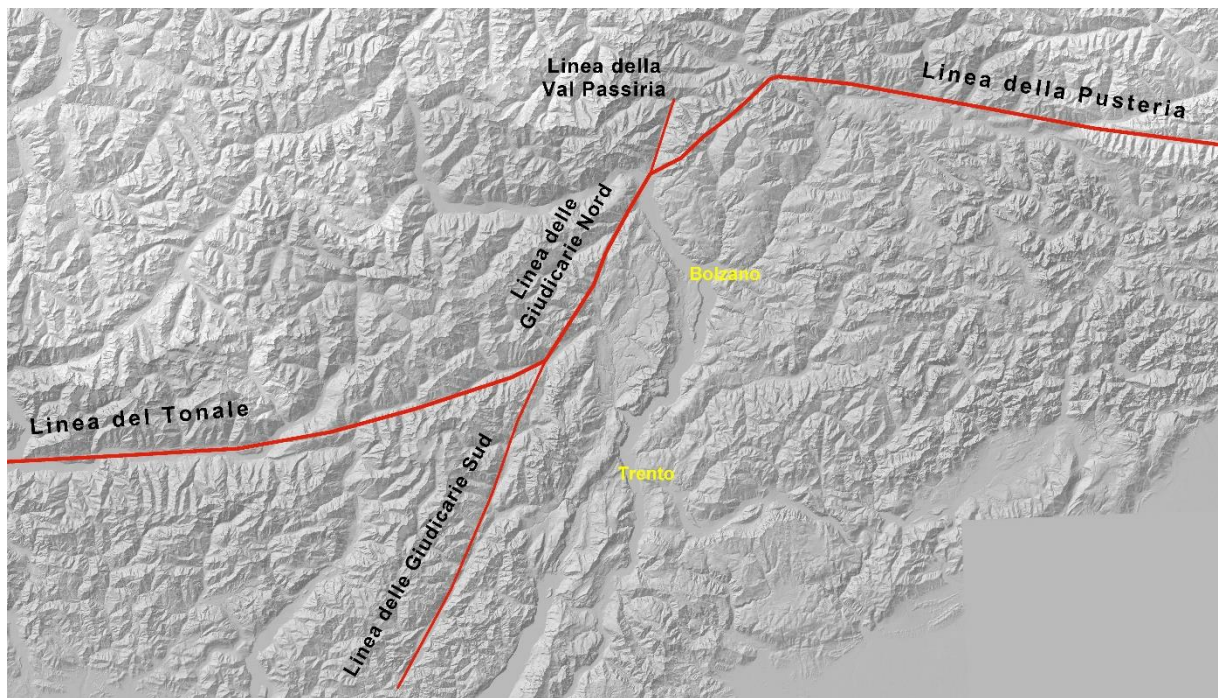


Figura 5: andamento del Lineamento Periadriatico nel settore delle Alpi Centrali ed Orientali. Immagine tratta dal catalogo "Guida ai percorsi geologici" del Foglio 026 Appiano (A.A. V.V., 2007).

1.3. Stratigrafia

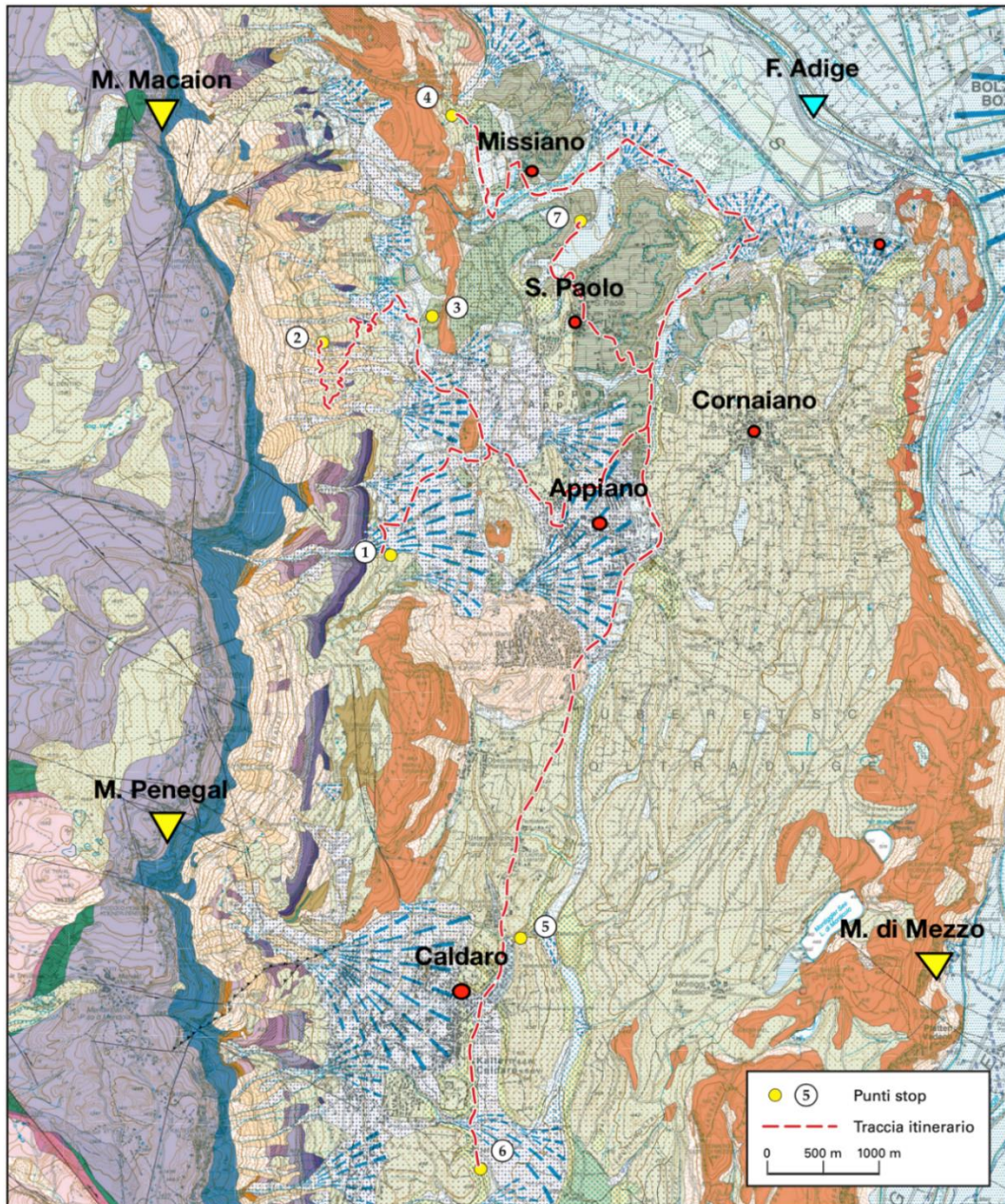


Figura 6: carta geologica dell'area di studio, tratta dalla Carta geologica 1:25.000, Foglio 026SE Appiano (A.A. V.V., 2007). Si rimanda al testo per una descrizione delle formazioni e dei sintemi.

Le unità rocciose presenti nell'area di studio (Figura 6) appartengono alle Alpi Meridionali (o Sudalpino). Tale dominio comprende rocce molto eterogenee per natura ed età: basamento metamorfico di età varisica (tagliato da intrusioni e vulcaniti di età variabile dal Permiano all'Oligocene), rocce sedimentarie continentali (conglomerati ed arenarie) e marine (marne e carbonati) di età compresa tra il Permiano e l'Eocene.

Di seguito si riportano le caratteristiche principali delle formazioni affioranti nell'area di studio, tratte dalle Note illustrative del Foglio geologico CARG 1:50.000 Appiano di recente realizzazione (Avanzini et al., 2007) e dal libro "Guida ai percorsi Geologici (Foglio 026 Appiano)".

1.3.1. Vulcaniti Permiane (Gruppo Vulcanico Atesino)

La sequenza stratigrafica al di sopra del basamento metamorfico è caratterizzata nella parte inferiore da rocce vulcaniche costituenti il Gruppo Vulcanico Atesino. Quest'ultimo ha un'estensione in affioramento di oltre 2000 km², compresa principalmente tra le province di Bolzano e Trento. La potente sequenza vulcanica (spessore medio intorno ai 2000 m) è delimitata da due discordanze principali, quella inferiore sul basamento metamorfico sovraccitato e quella superiore con depositi clastici continentali permiani (Arenaria di Val Gardena). Nella zona di studio affiora l'unità più recente del Gruppo Vulcanico Atesino: la Formazione di Ora (lapilli-tuff riolitici saldati di colore da grigio-roseo ad arancio, con netta e regolare fessurazione subverticale), con spessori di almeno 600 m.

1.3.2. Successione sedimentaria Permo-Cenozoica

Le coperture sedimentarie permo-cenozoiche comprendono formazioni che vanno dal Permiano superiore all'Eocene medio, con spessori relativamente ridotti rispetto alle aree adiacenti delle Dolomiti occidentali.

Alla base della successione, in discordanza erosiva sulle sottostanti vulcaniti, è presente la formazione dell'Arenaria di Val Gardena. Tale formazione affiora lungo il fianco orientale e settentrionale della catena della Mendola. Si tratta di arenarie rosse, grigie e bianche poco compatte, alternate a siltiti rosse e grigie, siltiti marnose e marne. Le strutture sedimentarie più

comuni sono rappresentate da laminazioni incrociate a grande scala, stratificazioni incrociate a festoni e *ripples* da corrente (spessore variabile da 50 m a poco meno di 180 m). L'ambiente di sedimentazione dell'Arenaria di Val Gardena deve essere stato di tipo fluviale meandriforme. Segue la Formazione di Werfen (**WER**), che affiora lungo tutto il versante orientale della catena della Mendola. È rappresentata da una complessa successione di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti. I litotipi presenti sono: calcari e dolomie arenacee e silteose, calcari e dolomie marnose, marne, siltiti ed arenarie rosse e grigie, calcareniti oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, micriti più o meno dolomitiche. Il contenuto fossilifero è relativamente abbondante. Lo spessore della formazione varia tra i 230 e i 290 m. La sovrastante successione, di età anisica, risulta essere la Dolomia del Serla inferiore; si tratta di dolomie cristalline di color grigio chiaro o biancastre, con superfici di esposizione subaerea arrossate e *paleokarst*. Nella parte inferiore sono localmente riconoscibili dolomie nerastre stratificate alternate a gessi e marne verdi o rosse, con spessori compresi tra 20 e 60 m. La successiva Formazione del Contrin (**CTR**), è costituita da dolomie subtidali grigio chiare, al di sopra della quale si deposita la Formazione dello Sciliar, costituita da dolomie stromatolitiche. Tale formazione ha spessori di oltre 500 m e costituisce gran parte della parte superiore della catena della Mendola.

1.3.3. Quaternario

Nella zona di Appiano, i depositi quaternari più antichi affioranti appartengono ai Sintemi di Caldaro (**CLD**) e di San Nicolò (**NLC**) (Figura 7). Il primo è formato da depositi alluvionali e/o fluvioglaciali grossolanamente stratificati presenti in Oltradige, dove costituiscono il riempimento principale della paleovalle di Appiano-Caldaro. Gli affioramenti si distribuiscono tra 460 e 250 metri s.l.m. L'ambiente in questione è di tipo *braided* a media-alta energia (Avanzini et al., 2007),

con direttrici di provenienza settentrionale ed uno spessore complessivo stimato di oltre 210 m. Il limite inferiore non affiora e ai margini il contatto è con il substrato roccioso.

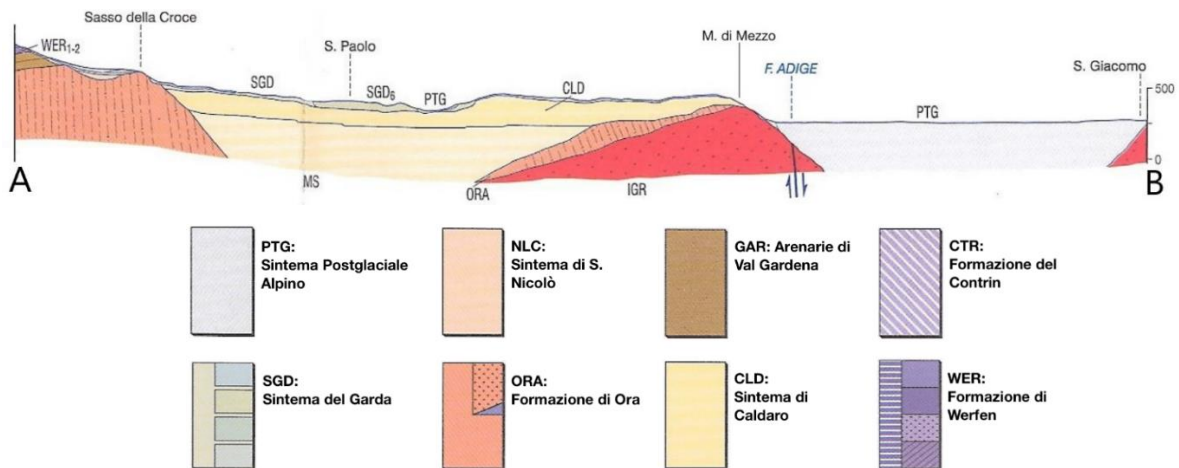
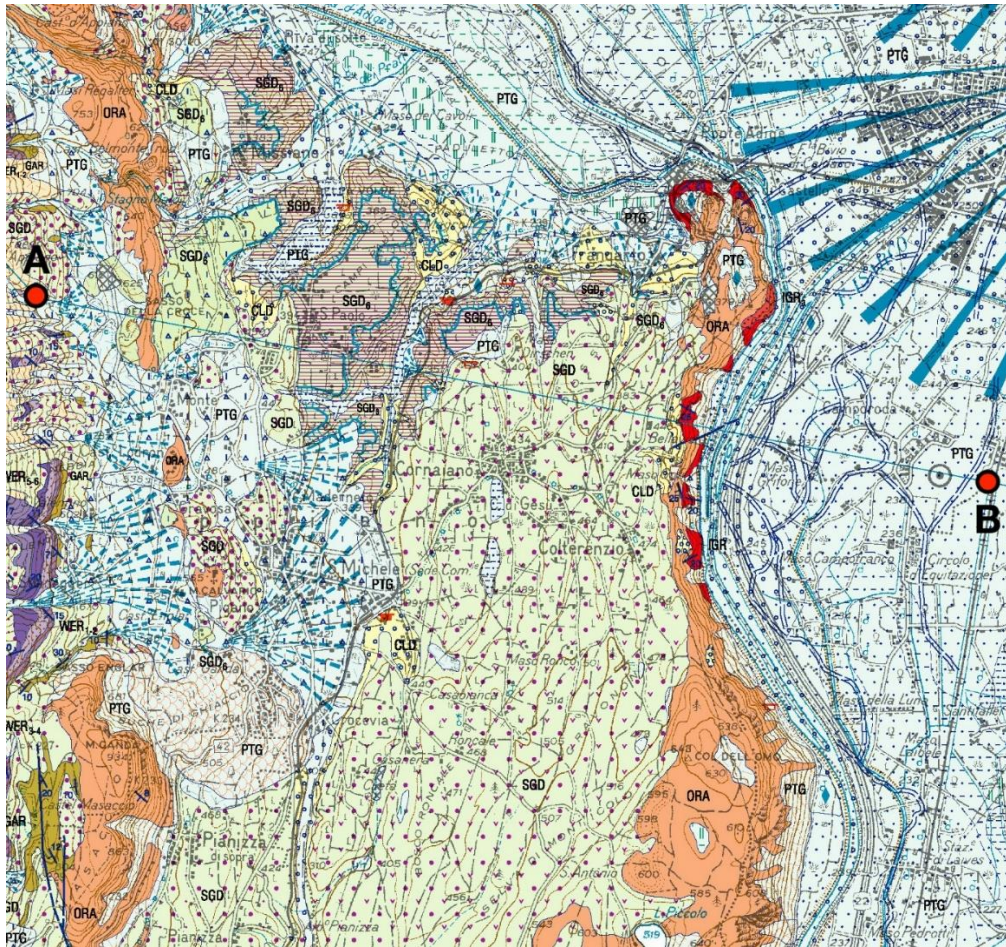


Figura 7: sezione stratigrafica che attraversa la valle dell'Adige (che vada S. Giacomo al Monte di Mezzo) e la valle dell'Oltradige (che dal Monte di Mezzo si estende fino a Sasso della Croce). Immagine tratta dalla Carta geologica 1:50.000 del progetto CARG, Foglio d'Appiano 026 (A.A. V.V., 2007).

Il limite superiore è erosivo con i depositi glaciali del Sintema del Garda. Il Sintema di San Nicolò affiora sul versante orientale della Mendola fino al suo raccordo con l'Oltradige e

comprende depositi di versante, di debris-flow e torrentizi. Lo spessore massimo è di circa 60 m; il limite inferiore è in genere non visibile o con il substrato roccioso, mentre quello superiore è erosivo con il Sintema del Garda. Con il proseguo dei rilevamenti CARG (cfr. Avanzini et al., 2012) è stato appurato che localmente i depositi dei sintemi di Caldaro e San Nicolò sono tra loro interdigitati o correlabili. Pertanto, il secondo è stato abbandonato e i relativi depositi sono da considerarsi come facenti parte del Sintema di Caldaro.

Le numerose datazioni C-14 eseguite (Avanzini et al., 2007) attestano una sedimentazione avvenuta nel Pleistocene superiore, in epoca antecedente il *Last Glacial Maximum*, durante il *Marine Isotope Stage (MIS) 3*.

Il Sintema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale a scala regionale. Nella zona di Appiano, e nelle aree limitrofe, il ghiacciaio ricoprì le valli con grande spessore, tale da sommergere e scavalcare quasi tutte le dorsali divisorie. Con il procedere della fase di ritiro il ghiacciaio si andava frammentando, per cui le singole valli subiscono talora un'evoluzione indipendente. Tra i depositi sono presenti prevalentemente till di alloggiamento e di ablazione con spessori variabili da pochi metri a oltre 10 metri.

Al Subsintema di S. Paolo (situato nella zona dell'omonimo paese) appartengono depositi correlabili con la presenza di una lingua glaciale insinuata per l'Oltradige (ormai separata da quella principale presente in Val d'Adige). Nell'area di studio si hanno soprattutto depositi glaciolacustri, di contatto glaciale, fluvioglaciali, di *debris-flow* e torrentizi. Lo spessore massimo raggiunge i 160 m. La distribuzione dei vari depositi riflette il modificarsi delle masse di ghiaccio durante e dopo l'estinzione della locale trasfluenza per la sella di Caldaro; in particolare, i depositi glaciolacustri della zona di S. Paolo (der "spätglaziale See von St. Pauls" di Ebres, 1972), sono da attribuire al formarsi di un ambiente glaciolacustre con caratteri particolari: la sedimentazione indica condizioni subglaciali che evolvono in un ambiente lacustre margino-glaciale quando il ghiacciaio si è ritirato dalla regione, ma era ancora presente in Val d'Adige.

Tutti i terreni di copertura sovrastanti il sintema del Garda sono raggruppati nel Sintema postglaciale alpino (Figura 7), presente in tutta l'area intorno ad Appiano (ma con massima estensione nella striscia del fondovalle atesino). Questo è costituito da sedimenti formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali, nell'intervallo finale del Pleistocene superiore fino ad oggi. Si tratta di depositi alluvionali, palustri, lacustri (sabbie, limi, argille e torbe), depositi di debris-flow, di frana (soprattutto accumuli di blocchi eterometrici angolosi), di versante, colluviali e antropici.

1.4. Morfologia sepolta della val d'Adige e dell'Oltradige: dati pregressi e questioni aperte

La storia geologica che ha portato alla formazione dell'Oltradige è ad oggi poco nota, principalmente a causa della scarsità di dati profondi che permettano di ricostruire la morfologia sepolta del substrato roccioso.

Castiglioni & Trevisan (1973) hanno ipotizzato possibili scenari che potrebbero aver contribuito alla formazione delle geometrie odierne (ammettendo, tuttavia, la scarsità degli elementi d'osservazione e pertanto la presenza di molti punti interrogativi riguardo la ricostruzione dei principali avvenimenti che hanno modellato la zona). L'Oltradige è costituito da terreni quaternari di spessore rilevante (ma fino ad oggi sconosciuto), cosicché gli autori sopracitati hanno avanzato l'ipotesi che esso rappresenti il tratto abbandonato di un antico corso del fiume Adige. Il cambiamento di tracciato che ha portato all'abbandono dell'Oltradige, si sarebbe verificato a seguito dell'abbattimento di un setto in roccia che doveva rappresentare una prosecuzione verso nord della dorsale del Monte di Mezzo. Tale evento è collocato, secondo gli autori, durante l'ultima espansione glaciale (circa 20.000 anni fa, Figura 8). Secondo tale ricostruzione, quindi, la valle dell'Oltradige ha rappresentato la valle principale di scorrimento del fiume Adige fino all'ultimo massimo glaciale. Secondo questa ipotesi evolutiva, la profondità di escavazione della valle dell'Oltradige dovrebbe quindi essere paragonabile o maggiore di quella della val d'Adige attuale.

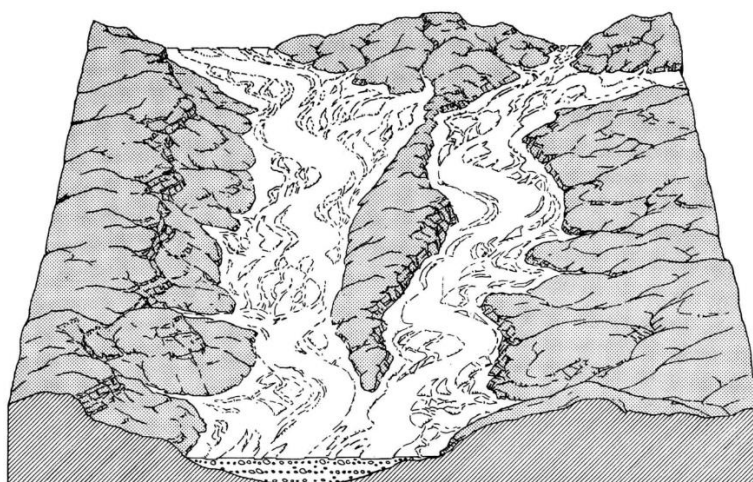


Figura 8: ipotetica ricostruzione dell'aspetto della zona di confluenza fra Adige (ad ovest) e Isarco (a est) durante l'episodio alluvionale che ha formato il "Conglomerato di Caldaro". Figura tratta da Castiglioni & Trevisan (1973).

Le informazioni geologiche disponibili all'epoca in cui è stata avanzata questa teoria non erano sufficienti per elaborare una stima della profondità del substrato roccioso né lungo la val d'Adige né nell'Oltradige. Negli anni successivi, un pozzo effettuato al centro della val d'Adige presso l'abitato di Sinigo (circa 20 km a NW di Bolzano; identificato con il nome di Pozzo Sinigo, Figura 9), ha permesso di identificare la profondità del substrato roccioso a 670 m dal piano campagna (Bargossi et al., 2010). In seguito, un altro pozzo localizzato 5 km più a sud del primo vicino al bordo della valle ha inoltre intercettato il bedrock a 270 m dal piano campagna. Dati geofisici recenti acquisiti più a sud, all'intersezione della val d'Adige con la conca di Bolzano, suggeriscono anche per quel tratto della valle profondità analoghe a quelle osservate presso il pozzo di Sinigo (Sgattoni & Castellaro, 2020). In particolare, in quest'ultimo lavoro è stato ricostruito un profilo di profondità lungo una sezione trasversale all'odierna val d'Adige utilizzando misure simiche passive a stazione singola e profili sismici a riflessione (Figura 10). La massima profondità del bedrock stimata risulta attorno a 600-700 m. I valori di massima profondità della val d'Adige fino a 700 m suggeriscono che il substrato roccioso si collochi a quote pari a circa -450 m s.l.m.. Simili profondità del substrato roccioso, in un'area come quella alpina, possono essere spiegate riconducendo la massima escavazione del substrato ad un periodo in cui il livello di base marino era sensibilmente più basso di quello attuale, come quello esistito durante crisi di salinità del Messiniano (A.A. V.V., 2010).

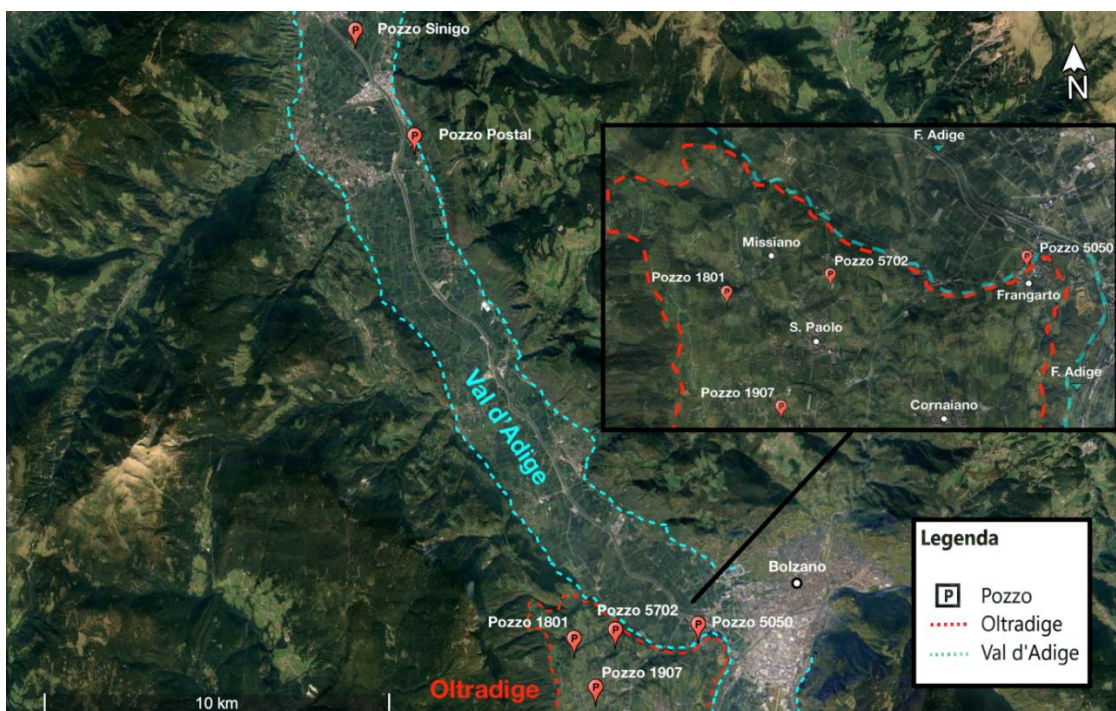


Figura 9: localizzazione dei pozzi all'interno della val d'Adige e dell'Oltradige. Foto satellitare tratta da Google Earth.

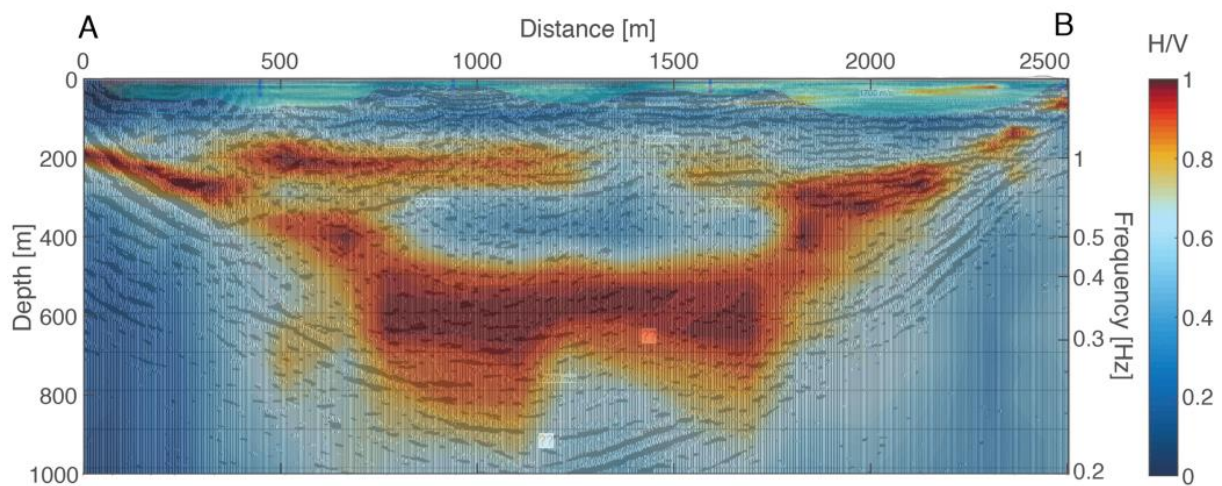
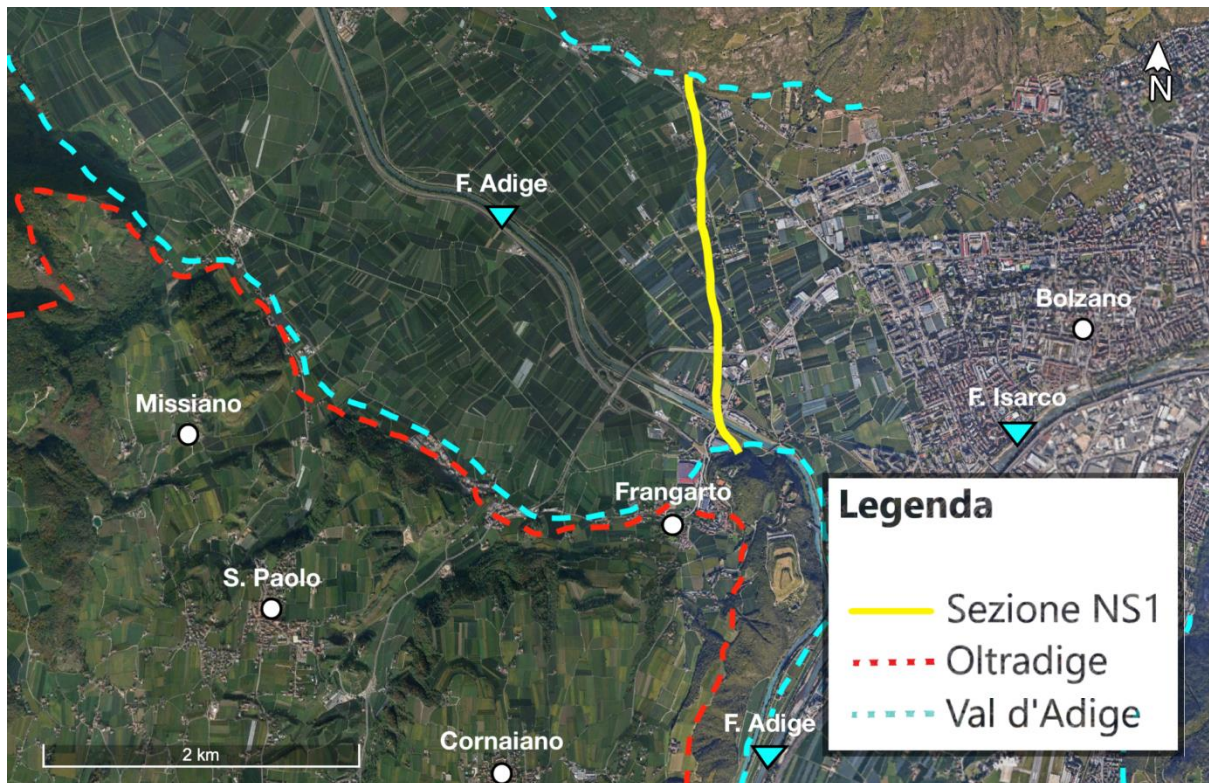


Figura 10: ricostruzione del profilo di profondità del bedrock nella val d'Adige in prossimità della città di Bolzano. In alto: localizzazione di una linea sismica a riflessione e di misure di microtremore a stazione singola. In basso, rappresentazione a contour delle ampiezze H/V ottenute dalle misure di microtremore (scala colori normalizzata da 0, in toni di blu, a 1, in toni di rosso), sovrapposte alla sezione sismica a riflessione. La profondità del bedrock può essere stimata circa in corrispondenza delle aree di massima ampiezza, in toni rosso scuri. Figura modificata da Sgattoni & Castellaro (2020).

Riguardo l'Oltradige, invece, ancora ad oggi non esistono dati profondi che permettano di vincolarne la massima profondità né di ricostruirne la morfologia sepolta. I dati geologici a

disposizione permettono solo parziali ricostruzioni stratigrafiche delle prime decine di metri di profondità. In pochi casi, e solo sui bordi della valle, alcuni sondaggi disponibili intercettano il substrato roccioso. Vengono di seguito descritte le stratigrafie dei sondaggi più significativi disponibili all'interno dell'area di studio (localizzati come in Figura 9; le schede tecniche di dettaglio sono allegate in Appendice C):

- Pozzo 1801: realizzato a scopo irriguo-potabile. Il pozzo intercetta i seguenti terreni: 0-17 m terreno sciolto (misto a sabbia), 17-120 m roccia porfirica;
- Pozzo 1907: pozzo a circolazione diretta che si arresta a 138 m dal piano campagna. Il pozzo intercetta: 0-2 m terreno sciolto, 2-33 m argilla con ghiaia, 33-42 m ghiaia mista a sabbia, 42-89 m argilla con ghiaia, 89-117 m argilla e conglomerati, 117-138 m ghiaia (acquifero);
- Pozzo 5702: si trova nei pressi del limite settentrionale della valle dell'Oltradige e raggiunge la profondità di 85 m dalla superficie. Il pozzo intercetta i seguenti terreni: 0-1 m terreno sciolto, 1-45 m ghiaia con argilla, 45-59 m ghiaia compatta, 59-65 m argilla, 65-85 roccia rossa (riferita alle rioliti della Formazione di Ora);
- Pozzo 5050: tale sondaggio descrive la stratigrafia al di sotto della superficie fino ad una profondità di 45 m dal bocca-foro. Il pozzo intercetta: 0-3 m limo argilloso, 3-16 m torba e argilla grigia (con livelli di limo), 16-18 m ghiaia, 18-31 m ghiaia più o meno sabbiosa, 31-41 m limo sabbioso, 41-45 m porfido da poco a fortemente fratturato.

La stratigrafia superficiale che sovrasta il bedrock al di sotto della superficie dell'Oltradige è caratterizzata da un'alternanza di depositi ghiaiosi-sabbiosi, in parte parzialmente cementati, e orizzonti litologicamente più fini (argilla e limo). Non sono invece disponibili informazioni sufficientemente attendibili riguardo spessori e natura del riempimento quaternario profondo e sulle massime profondità del substrato roccioso della valle dell'Oltradige.

La ricostruzione dell'evoluzione geologica che ha portato alla formazione delle valli dell'Adige e dell'Oltradige, rappresenta quindi una questione geologica aperta che può essere approfondita in primo luogo acquisendo nuove informazioni sulla morfologia sepolta del substrato roccioso dell'Oltradige, obiettivo di questa tesi. Risalire alla profondità di tale valle sepolta porterebbe inoltre informazioni utili anche ai fini di studi di microzonazione sismica e di modellazioni idrogeologiche.

CAPITOLO II. METODI GEOFISICI USATI PER LA RICOSTRUZIONE DEL SUBSTRATO ROCCIOSO

Allo scopo di ricostruire la geometria sepolta del substrato roccioso nella valle dell'Oltradige, oggetto di questo studio, sono stati combinati due metodi geofisici a stazione singola sensibili a differenti proprietà fisiche dei terreni: la tecnica sismica passiva a stazione singola, sensibile alla distribuzione di velocità delle onde di taglio (V_s) nei terreni e la microgravimetria, sensibile alla distribuzione di densità nel sottosuolo.

2.1. Sismica passiva a stazione singola

La tecnica sismica passiva a stazione singola si basa sulla registrazione del rumore ambientale lungo tre direzioni perpendicolari (E-W, N-S e Z) in un singolo punto di misura. Tale tecnica è comunemente usata per studi di microzonazione sismica ed è spesso applicata per ricostruzioni stratigrafiche, in particolare per lo studio della morfologia sepolta di bacini sedimentari.

2.1.1. Le onde sismiche

La sismologia è quella branca della geofisica che analizza i fenomeni sismici, in particolare i terremoti e la propagazione delle onde sismiche da essi generate, fungendo anche da metodo di esplorazione indiretta per lo studio del sottosuolo. Le onde sismiche (che siano generate da un sisma, dal vento, dal mare o da una qualsiasi perturbazione sul terreno) si propagano attraverso il globo terrestre, sfruttando le proprietà elastiche del mezzo, e possono essere sostanzialmente distinte in due categorie: onde di volume e onde di superficie. Le prime, a loro volta, si dividono in due gruppi: onde P (si propagano in ogni direzione con movimenti di “espansione e compressione”, dilatando e comprimendo il volume del mezzo lungo la direzione

di diffusione) e onde S (che, al contrario delle prime, modificano la forma del mezzo perpendicolarmente alla direzione di propagazione, e hanno una velocità di propagazione inferiore rispetto alle onde P). A loro volta le onde P e S generano delle “onde figlie” che, per esistere, hanno bisogno di un’interfaccia (potrebbe trattarsi sia di aria che di acqua) su cui si annullano gli sforzi di taglio ($\tau = 0$); la loro esistenza viene dimostrata dal seguente sistema (D’Alembert, 1747, 1750):

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{V_p^2} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \\ \partial_t^2 (\nabla \times u) = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times u) \\ \tau = 0 \end{cases} \quad (1)$$

Dal suo sviluppo si ottiene l’equazione $u(x, t) = Ae^{i[kx - \omega(k)t]}$ (Lamb, 1917; Timoshenko, 1922) che descrive delle onde di tipo dispersivo (la cui velocità di propagazione dipende dalla frequenza). Le onde di superficie sono di due tipi:

- onde di *Rayleigh* (Figura 11): possono essere viste come la sovrapposizione di due componenti separate, ovvero una longitudinale ed una trasversale, la prima conferitagli dalle onde P e la seconda dalle onde S. La velocità delle onde di Rayleigh è legata a V_S attraverso il coefficiente di Poisson (ossia al rapporto V_P/V_S). Sono onde ellittiche la cui forma dipende da quest’ultimo coefficiente, il cui valore è compreso fra 0.25 e 0.5. A profondità circa uguali a 1/5 della lunghezza dell’onda, avviene un’inversione del verso del moto (Figura 11). La velocità di tali onde è simile a quella delle onde S (tra l’85% e il 90% della velocità di queste ultime); in sostanza, esistono sempre nelle circostanze in cui si hanno le onde di volume ed un’interfaccia dove gli sforzi di taglio si annullano ($\tau = 0$).
- Onde di *Love*: sono simili alle onde S, ma polarizzate sul piano orizzontale e, a differenza di queste ultime, la loro ampiezza decade con la profondità (esponenzialmente nel semispazio elastico). La loro velocità è paragonabile a quella delle onde di Rayleigh.

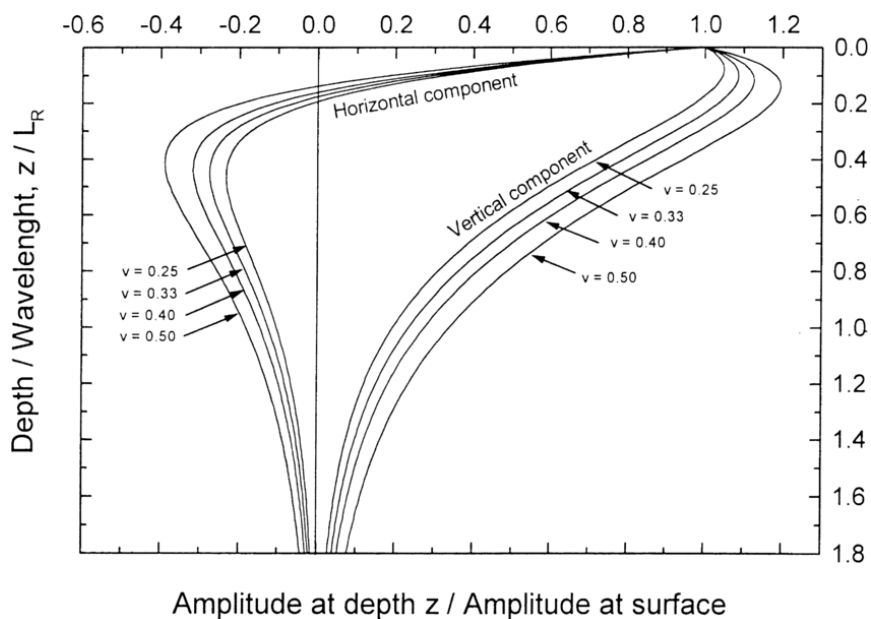


Figura 11: rapporto di ampiezza dello spostamento (orizzontale e verticale) in funzione della profondità normalizzata per la lunghezza d'onda per le onde di Rayleigh all'interno di un semispazio omogeneo. Per valori del coefficiente di Poisson crescenti, l'ampiezza dello spostamento indotto dal passaggio dell'onda aumenta. Figura tratta da Richart et al. (1970).

Dato che la lunghezza d'onda (λ) è legata alla frequenza (f) e alla velocità (V) dalla relazione $\lambda \cdot f = V$, è chiaro come, a parità di velocità, le onde a bassa frequenza penetrino di più nel suolo. Per un mezzo stratificato, poiché l'ampiezza delle onde diminuisce esponenzialmente, la propagazione dell'onda che interessa un mezzo non è influenzata dalle caratteristiche meccaniche degli strati più profondi della sua lunghezza d'onda.

Quindi, nel caso di un mezzo stratificato, le onde di superficie a frequenza diversa coinvolgeranno nella loro propagazione diversi strati e di conseguenza le velocità di fase saranno legate ad una combinazione di proprietà meccaniche del suolo (Rix, 1988).

2.1.2. Il rumore sismico ambientale

Le vibrazioni ambientali (note anche con il nome di “microtremori”) sono un insieme di movimenti del terreno caratterizzati da ampiezze non percepibili all'uomo ($10^{-4} - 10^{-2}$ mm), osservabili su tutta la superficie terrestre (Okada, 2003). Tali vibrazioni sono prodotte da una grande varietà di sorgenti a diverse frequenze (Tabella 1); in generale, è possibile affermare

che fenomeni naturali (quali onde marine che si infrangono contro la costa, perturbazioni atmosferiche) immettono frequenze solitamente inferiori a 0.5-1 Hz, mentre altri tipi di sorgente (principalmente quelle antropiche) contribuiscono a frequenze superiori a tale range (Gutenberg, 1958; Asten, 1978; Kanai & Tanaka, 1961; Stutzmann, 2002).

Tabella 1: schematizzazione delle sorgenti di rumore sismico, in funzione degli intervalli di frequenza. Le frequenze inferiori sono generate da perturbazioni meteorologiche, mentre le alte frequenze da fenomeni antropici. Tabella tratta dal lavoro di Gutenberg (1958) e Asten (1978,1984).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Onde che si infrangono contro la costa	0.05 - 0.1 Hz	0.5 - 1.2 Hz
Monsoni / perturbazioni metereologiche a larga scala	0.1 - 0.25 Hz	0.16 - 0.5 Hz
Cicloni	0.3 - 1 Hz	0.5 - 3 Hz
Condizioni metereologiche locali	1.4 - 5 Hz	
Tremori da attività vulcanica	2 - 10 Hz	
Tremori da attività antropica	1 - 100 Hz	1.4 - 30 Hz

In presenza di un campo d'onde diffuso (ovvero caratterizzato da sorgenti distribuite in modo statisticamente omogeneo attorno al sito di misura, che si attivano in modo non coordinato) la struttura media del segnale può essere considerata statisticamente indipendente dalla natura e dalla posizione delle sorgenti, venendo condizionata soprattutto dalla struttura del sottosuolo (Albarello & Castellaro, 2011). In sostanza, la sismica passiva si basa sull'analisi del campo delle vibrazioni ambientali, allo scopo di determinare le caratteristiche del sottosuolo. L'ampio dominio di frequenze interessate fa sì che le tecniche sismiche passive abbiano una vastissima applicabilità (risultando efficaci laddove tecniche attive sono penalizzate, come nelle aree urbane particolarmente trafficate), per esempio per gli studi di risposta sismica locale.

2.1.3. Horizontal to Vertical Spectral Ratio

Le misure sismiche passive a stazione singola vengono comunemente analizzate mediante la tecnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio), ovvero una valutazione sperimentale dei rapporti di ampiezza spettrale fra le componenti orizzontali (H) e la componente verticale (V) delle vibrazioni ambientali misurate sulla superficie del terreno. Tale prova, spesso indicata come "H/V", fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970), i quali osservarono

che posizionando un sismometro a terra, tramite il rapporto fra lo spettro del moto orizzontale verticale, si poteva ottenere una funzione stabile nel tempo. Qualche anno dopo, un ingegnere ferroviario giapponese di nome Nakamura (1989), provò a misurare il microtremore ambientale lungo la linea Tokyo-Kyoto (che tracciava il percorso del treno), per ogni chilometro. In seguito, fece il rapporto fra le componenti orizzontali e quelle verticali per ogni registrazione, ottenendo funzioni diverse, intuendo che tale variabilità potesse non essere temporale, bensì spaziale. Capì quindi che questo procedimento forniva informazioni sul sottosuolo. Numerosi studi successivi (SESAME project, 2004; Castellaro & Mulargia, 2009b; Alberello et al., 2010; Alberello & Castellaro, 2011; Castellaro & Mulargia, 2011) hanno mostrato che, nei casi assimilabili a condizioni piani e parallele, le frequenze alle quali la curva H/V mostra dei massimi sono legate alle frequenze di risonanza (f_0) del terreno al di sotto del punto di misura (Figura 12). Nel caso di basamento sismico affiorante (e quindi dove non sono attesi fenomeni di risonanza sismica) la curva H/V non mostra massimi significativi e si assesta intorno ad ampiezza 1 (Figura 13).

Questa prova trova oggi largo impiego al fine di mettere in luce la presenza di fenomeni di risonanza sismica, consentendo quindi una stima delle frequenze alle quali il moto del terreno può risultare amplificato a causa di questi fenomeni (Albarelo & Castellaro, 2011).

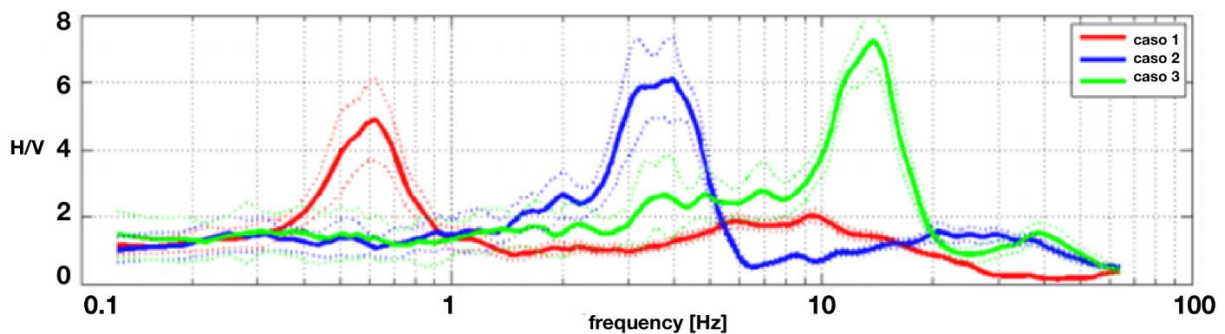


Figura 12: tre esempi di curve H/V misurate rispettivamente su coperture con spessori dell'ordine di diverse centinaia di metri (caso 1, $f_0 = 0.6$ Hz), di qualche decina di metri (caso 2, $f_0 = 3.5$ Hz) e di pochi metri (caso 3, $f_0 = 14$ Hz). Figura tratta da Albarelo & Castellaro (2011).

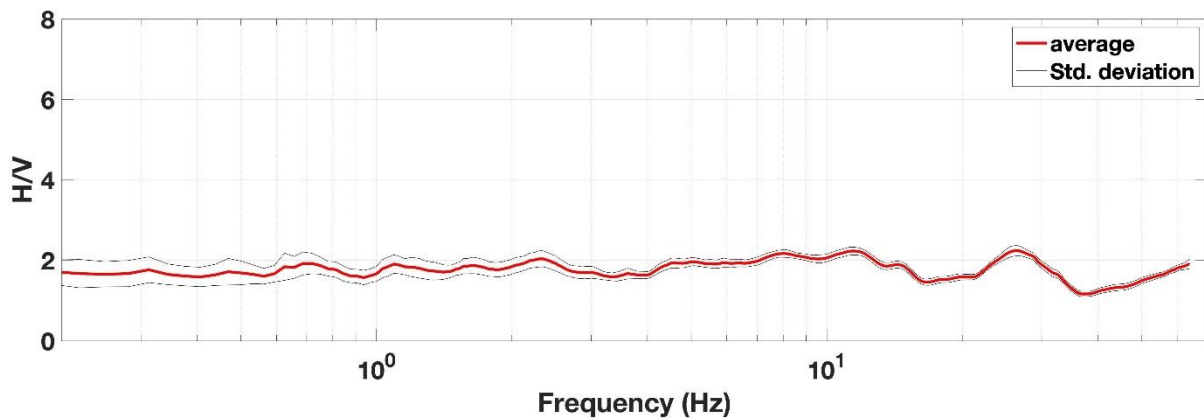


Figura 13: curva HVSR senza nessun picco di natura stratigrafica; ciò è indicatore di una situazione geologica con graduale aumento dell'impedenza acustica (tale da non generare alcun contrasto d'impedenza in grado di produrre un picco) oppure di un basamento roccioso molto superficiale.

Ipotizzando un contesto geologico semplice, composto da coperture sedimentarie soprastanti un bedrock (Figura 14), un'onda S incidente verticalmente dal bedrock verso la superficie subirà una diminuzione di velocità e un conseguente aumento di ampiezza al passaggio dentro le coperture. Al contatto con il piano campagna, poi, essa verrà riflessa verso il basso con la stessa ampiezza ma fase invertita. Tornando indietro, il ciclo si ripeterà e l'onda tornerà verso la superficie con la stessa fase. Di nuovo a contatto con l'aria, tornerà indietro con fase opposta e poi tornerà di nuovo in superficie come nel primo ciclo.

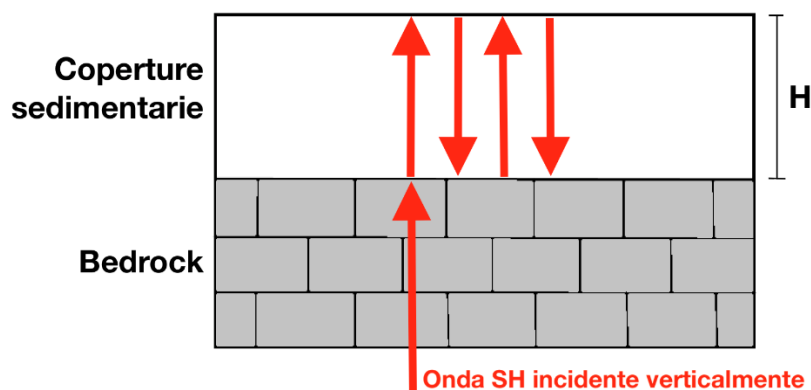


Figura 14: intrappolamento per trasmissione (e successive riflessioni) di un'onda S incidente verticalmente dal basso. "H" è lo spessore delle coperture sedimentarie, al di sopra del basamento roccioso.

In altre parole, prima di avere un'onda che torna in fase come nel primo ciclo, essa dovrà percorrere quattro volte lo spessore delle coperture. Da qui si ottiene l'equazione della risonanza:

$$f_0 = \frac{1}{T_0} = \frac{V_s}{4H} \quad (2)$$

dove f_0 è la frequenza fondamentale di risonanza, H è lo spessore delle coperture all'interno delle quali l'onda compie il tragitto e V_s è la velocità delle onde S nello strato che risona (le coperture sedimentarie). Conoscendo questa formula, si comprende meglio come la tecnica H/V possa fornire anche indicazioni di carattere stratigrafico: a partire da una misura di vibrazioni ambientali (che vincola il valore della frequenza di risonanza), nota la V_s delle coperture, si può stimare la profondità dei riflettori sismici principali o viceversa.

La prima applicazione in questo senso è ad opera di due autori tedeschi (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999), che ricostruirono la profondità del basamento sismico lungo il bacino del Reno (Germania) a partire da misure di risonanza del sottosuolo (Figura 12). Tutto questo, tuttavia, è valido quando è possibile assumere condizioni stratigrafiche piano-parallele, ovvero 1D. In questo caso, la frequenza di risonanza misurata in un sito dipende dalla profondità locale del substrato roccioso e variazioni spaziali di tali frequenze possono essere correlate con variazioni laterali di profondità del substrato roccioso e utilizzate per ricostruzioni stratigrafiche a grande scala.

2.1.4. Risonanza 1-D e 2-D

L'assunzione 1D non è tuttavia sempre applicabile. Un esempio tipico è rappresentato dai bacini sedimentari, dove geometrie fortemente 2D o 3D danno luogo alla formazione di pattern di risonanza più complessi. Vari autori hanno studiato la formazione di risonanze 2D all'interno di valli sepolte (es. Bard & Bouchon, 1980a,b; 1985; Chávez-García et al., 2000). Questo avviene entro strutture geologiche che non possono essere assunte come infinitamente estese lateralmente e che hanno un comportamento dinamico diverso lungo due assi principali, identificabili, nel caso di una valle, con un asse longitudinale parallelo all'asse della valle e uno trasversale, perpendicolare al primo (Figura 15). La risonanza 2D si sviluppa lungo sezioni trasversali della valle. Il corpo sedimentario che riempie la valle vibra tutto insieme a frequenze che differiscono lungo la direzione trasversale e longitudinale e che dipendono dalle caratteristiche geometriche dell'intera sezione della valle e non più dalla profondità locale del bedrock al di sotto del punto di misura. Tali frequenze identificano i due modi di vibrare

fondamentali 2-D del corpo sedimentario. In uno studio recente, Sgattoni & Castellaro (2020) hanno mostrato come distinguere risonanze di tipo 1D e 2D tramite misure di sismica passiva a stazione singola. Nel caso 1D, le componenti spettrali orizzontali del moto registrato a un sito coincidono in tutto il dominio delle frequenze e picchi nella curva H/V sono generalmente dovuti a minimi locali della componente verticale del moto (Figura 16 A), che sono originati dall'annullamento della componente verticale delle onde di Rayleigh, che avviene a valori molto prossimi alla frequenza di risonanza delle onde S (es. Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Castellaro; 2016). Nel caso 2D, invece, si osserva uno sfasamento delle componenti spettrali orizzontali del moto, che individuano due picchi locali alle frequenze di vibrazione longitudinale e trasversale della valle (Figura 16 B).

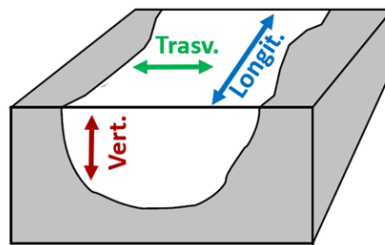


Figura 15: direzioni longitudinale, trasversale e verticale di un deposito sedimentario che riempie una valle. Tali direzioni corrispondono alle componenti del moto osservate su un sito con risonanza 2-D, mostrate in Figura 16.

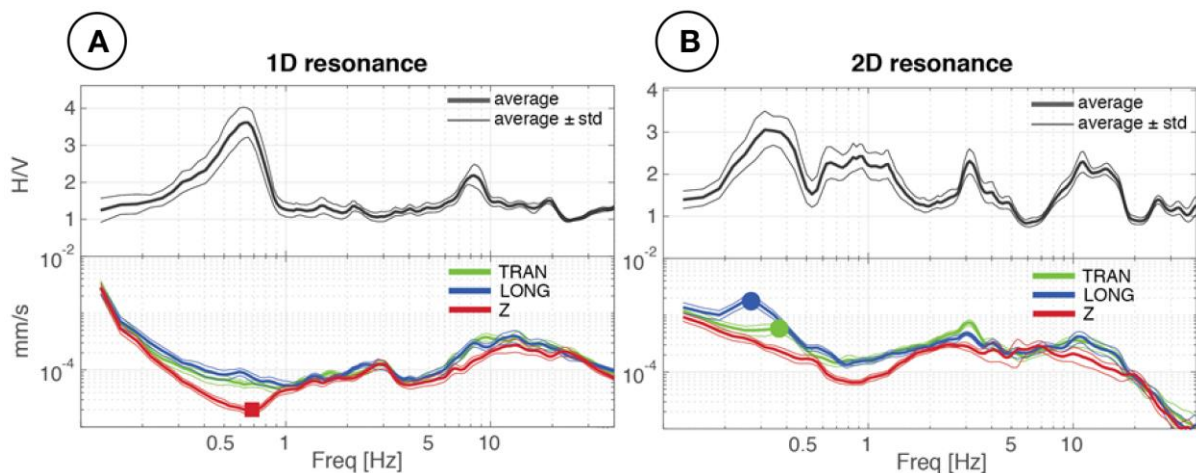


Figura 16: esempi di curve H/V e spettri delle singole componenti del moto per siti di natura 1D (A) e 2D (B). Il quadrato rosso denota il minimo locale della componente verticale alla frequenza di risonanza 1D, associato a componenti orizzontali coincidenti. I pallini blu e verde identificano picchi di risonanza 2D nelle componenti orizzontali longitudinale e trasversale rispettivamente. Figura modificata da Sgattoni & Castellaro (2020).

L'identificazione delle frequenze di risonanza 2D è immediata quando la registrazione del moto del suolo è effettuata orientando le componenti N ed E strumentali parallelamente alle direzioni degli assi principali della struttura geologica indagata. La possibilità di distinguere le risonanze 2-D è uno dei motivi per cui è sempre raccomandabile analizzare le curve H/V sempre insieme alle singole componenti spettrali del moto per distinguere risonanze 1D e 2D, in aggiunta alle ragioni descritte in Castellaro e Mulargia (2010) per la distinzione di picchi di natura antropica da picchi di natura stratigrafica e in Castellaro & Mulargia (2009) per il riconoscimento delle inversioni di velocità. Ai fini dell'applicazione stratigrafica del metodo, nel caso di risonanza 2D, l'equazione (2) di risonanza 1D non è più applicabile e le risonanze 2D osservate non permettono una correlazione diretta con la profondità del bedrock direttamente sotto il punto di misura, ma sono legate alla geometria dell'intero corpo geologico, che può essere determinata facendo riferimento ad opportune modellazioni dei modi di vibrare del corpo sedimentario.

2.2. Analisi gravimetrica

La gravimetria è la branca della geofisica che si occupa dello studio della misura del campo gravitazionale. Come per le analisi sismiche precedentemente descritte, si tratta di una tecnica di indagine geofisica indiretta, che permette di studiare la distribuzione di densità nel sottosuolo sia a scala regionale che a scale minori (come per filoni metalliferi al di sotto di un contesto vulcanico, oppure, come per l'area di studio, per riempimenti sedimentari di valli sepolte). Questo tipo di metodologia sfrutta alcune leggi fisiche che sono state teorizzate diversi secoli fa. Isaac Newton (nel 1666) enunciò la legge fondamentale della dinamica, ed in seguito nacque l'idea della gravitazione universale:

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (3)$$

dove F è la forza d'attrazione di due masse (m_1 e m_2) a distanza r e G è la costante di gravitazione universale ($G = 6.6732 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$, valore determinato per la prima volta da Lord Cavendish nel 1798). In seguito, lo stesso Newton, considerando una delle due masse come quella terrestre ($M = 5.9736 \cdot 10^{24} \text{ kg}$), svilupperà tale equazione, trasformandola in:

$$F = m \cdot g = G \frac{mM}{R^2} \quad (4)$$

e quindi:

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (5)$$

dove R corrisponde alla distanza fra il baricentro del corpo in esame ed il centro del pianeta e g è l'accelerazione gravitazionale. Quest'ultima, alle medie latitudini, è pari mediamente a circa 9.81 m/s^2 , ma tale valore non è costante.

Se la Terra fosse perfettamente sferica, omogenea, isotropa, ferma ed isolata, g avrebbe lo stesso valore in qualsiasi punto sulla superficie terrestre, ma questo è inverosimile in natura. Inoltre, l'accelerazione di gravità non cambia solamente nello spazio, ma anche nel tempo. L'accelerazione di gravità misurabile sulla superficie terrestre cambia dunque in seguito a diversi fattori: nello spazio (in funzione della latitudine, della quota, della distribuzione di densità nel sottosuolo) e nel tempo (in funzione della posizione della luna, ovvero delle maree). Inoltre, a questi si aggiunge anche la deriva strumentale che influenza le misure di gravità nel tempo e che va corretta con apposite procedure in fase di acquisizione ed elaborazione dei dati di gravità. Nell'indagine gravimetrica è indispensabile eliminare dalle misure tutte le variazioni che si riescono a prevedere (mediante la correzione dei fattori che esercitano un'influenza sul valore di gravità in un punto, che verranno spiegati in dettaglio di seguito), allo scopo di riportarsi ad una condizione di riferimento e poter comprendere le variazioni di densità al di sotto della superficie terrestre. Solo effettuando tali correzioni si potrà ottenere il valore dell'anomalia gravitazionale, ovvero la discrepanza tra il valore misurato dell'accelerazione in caduta libera sulla superficie terrestre e il corrispondente valore teorico previsto dal modello del campo gravitazionale del pianeta.

2.2.1. Misurazione della gravità

Esistono due tipi principali di gravimetri con cui effettuare misure di gravità: assoluti (ovvero misurano il valore assoluto dell'accelerazione gravitazionale in un punto) e relativi (calcolano variazioni di gravità tra due punti). La misura dei valori assoluti di gravità richiede strumenti delicati e difficili da trasportare (perché devono effettuare misure ad elevatissima precisione), perciò questi vengono usati di rado, mentre i gravimetri relativi sono di gran lunga più comuni.

Inoltre, il vantaggio di questi ultimi è che permettono di ignorare tutte le costanti assolute in gioco (G e M). Un gravimetro relativo è dotato di una massa (di qualche milligrammo) che viene collegata a un supporto rigido tramite una molla (o un elemento di torsione); quando varia l'accelerazione gravitazionale, il peso della massa varia e quindi tutto il sistema subisce un'oscillazione o una rotazione fino a che la forza elastica non ristabilisce l'equilibrio. Infine, dalla valutazione della forza (o del momento antagonista) si risale al valore della variazione di gravità. Se al di sotto del piano campagna è presente un corpo molto più denso rispetto all'intorno (ad esempio un filone metallifero), si registrerà un'anomalia di accelerazione gravitazionale positiva e la massa all'interno del gravimetro si avvicinerà al terreno (verso l'oggetto ad elevata densità). Al contrario, se al di sotto dello strumento è presente, per esempio, una cavità (quindi molto meno densa rispetto all'intorno), si verificherà un allontanamento della massa del gravimetro dall'oggetto (che quindi tende a sollevarsi).

2.2.2. Correzioni per la deriva strumentale e per le maree

Le prime correzioni da effettuare per l'analisi di dati gravimetrici sono quelle per il drift strumentale (causato da diversi fattori, fra cui il comportamento isterico delle molle oppure la dilatazione o contrazione delle parti metalliche dello strumento per via delle variazioni di temperatura) e per le maree. Le misure di gravità nello stesso punto assumono nel tempo valori differenti proprio per via di questi due fattori. Per far fronte al primo, è necessario, in fase di acquisizione dei dati, recarsi ciclicamente nello stesso punto (di riferimento) per ripetere la misura di gravità. La variazione di accelerazione gravitazionale attesa in seguito al drift andrà crescendo nel tempo e può essere sottratta assumendo un trend lineare. Tuttavia, la deriva strumentale può essere considerata lineare solo se si torna ad effettuare le misure nello stesso punto nell'arco di poche ore al massimo. L'effetto delle maree invece può contribuire giornalmente con escursioni fino a 0.15 mGal (con variazioni orarie anche di 0.05 mGal). Tali valori sono prevedibili e reperibili online.

2.2.3. Correzione per la latitudine

Per ottenere la formula che permette di calcolare il valore di gravità in un punto qualsiasi della superficie terrestre, bisogna ricorrere allo sviluppo in armoniche sferiche. Per descrivere la variazione dell'accelerazione gravitazionale in base alla latitudine si utilizza la seguente equazione:

$$g_n = g_e [1 + A \cdot \sin^2(\varphi) - B \cdot \sin^2(2\varphi)] \quad (6)$$

dove φ è la latitudine, g_n è la gravità nel punto di misura e g_e è la gravità all'equatore. Invece A e B sono costanti (che vengono dallo sviluppo in armoniche sferiche) che tengono in considerazione la velocità angolare della rotazione, la sua dimensione e l'ellitticità. Essi sono determinati dall'osservazione delle orbite dei satelliti e da migliaia di misure assolute di gravità a diverse latitudini. L'equazione (6) quindi diventa:

$$g_n = 978.03185 [1 + 0.005278895 \sin^2(\varphi) - 0.000005 \sin^2(2\varphi)] \quad (7)$$

Da questa equazione è semplice rendersi conto di quanto l'accelerazione gravitazionale cambi spostandosi da un punto ad un altro. Infatti, per avere una variazione di 0.1 mGal, basta spostarsi di 125 m più a nord o più a sud rispetto a un punto di misura.

2.2.4. Correzione di Faye

La correzione di Faye, anche conosciuta con il nome di “correzione in aria libera”, punta a determinare l'anomalia in aria libera, ovvero la differenza fra l'accelerazione di gravità rilevata sperimentalmente in un punto e quella teorica su una superficie di riferimento. La correzione viene quindi calcolata tenendo conto della differenza di quota dal caposaldo di misura rispetto al livello di riferimento, spesso considerato come la quota 0 m s.l.m.. Viene definita in “aria libera” per via del fatto che trascura la presenza di masse fra la quota di riferimento e il punto di misura ed è espressa tramite la seguente formula:

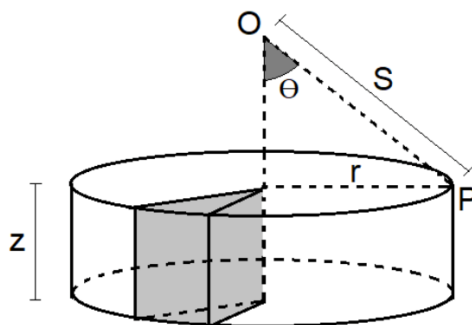
$$\frac{\partial g}{\partial r} = -\frac{2g}{r} \quad (8)$$

dove r è la distanza fra il punto d'osservazione ed il centro della Terra. Il segno negativo indica che al crescere della distanza, diminuisce la gravità, deducendo quindi che per ogni metro di quota l'accelerazione diminuisce di 0.3086 mGal.

2.2.5. Correzione di Bouguer

La correzione di Bouguer, definita anche “correzione per la piastra”, deve essere sottratta alla correzione precedentemente descritta. A differenza di quest'ultima, che non teneva conto della massa presente tra il punto di misura e la superficie di riferimento, quella di Bouguer ne tiene conto poiché anche la massa esercita attrazione. Pertanto, queste due correzioni avranno segno opposto. Se il luogo di misura è ad una certa quota su una montagna, si assume che intorno a tale punto ci sia una piastra (con una certa densità pari a quella delle rocce circostanti, generalmente assunta come 2670 kg/m^3).

(A)



(B)

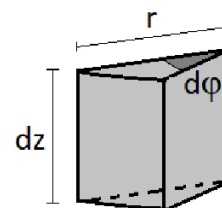


Figura 17: (A) piastra ipotizzata per la correzione di Bouguer. (B) parte infinitesima della medesima piastra.

Di questo cilindro (Figura 17 A) si considera solo uno spicchio infinitamente piccolo, tale per cui:

$$dg_z = \frac{G \cdot \rho \cdot dr \cdot dz \cdot d\varphi \cdot r \cdot z}{(z^2 + r^2)^{3/2}} \quad (9)$$

che rappresenta la variazione di gravità, sulla componente verticale, dello spicchio di piastra (Figura 17 B). Per passare a tutta la piastra bisogna svolgere un integrale triplo: lo spicchio dovrà ruotare di 360° per assumere la forma di un disco, per poi essere esteso infinitamente sia sulla verticale che lateralmente. Il risultato di questa operazione è il seguente integrale:

$$dg_z = \int_0^{2\pi} \int_0^R \int_{h_1}^{h_2} \frac{G \cdot \rho \cdot r \cdot z}{(z^2 + r^2)^{3/2}} dr dz d\varphi \quad (10)$$

dove R tende ad infinito. Sviluppando tale integrale, considerando che lo strumento è poggiato sul punto più alto della piastra, si ottiene la seguente formula:

$$\Delta g_z = 2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot z = 0.04193 \cdot (\rho z) \quad (11)$$

dove z è lo spessore della piastra (espresso in metri, mentre la densità in g/cm^3).

2.2.6. Correzione per la topografia

La combinazione delle correzioni in aria libera e di Bouguer assume che la topografia attorno al punto di misura sia piana. Tuttavia, questo non è sempre verificato e deve essere tenuto in considerazione tramite la correzione topografica. Tale correzione si presenta come una correzione positiva che deve compensare l'effetto di attrazione gravitazionale dei rilievi circostanti il punto di misura e il deficit di massa delle depressioni inferiori alla quota del punto di misura, non considerati nella correzione per la piastra (Figura 18).

La correzione topografica può essere applicata in una approssimazione cilindrica suddividendo lo spazio attorno a ogni punto di misura in settori di corone circolari concentriche centrate sul punto di misura. In tale approssimazione, il contributo di ogni settore di quota H , rispetto alla quota del punto di misura, è calcolato come:

$$g_{z \text{ settore}} = \Delta\theta G \rho \cdot \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + H^2} - \sqrt{r_2^2 + H^2} \right) \quad (12)$$

dove $\Delta\theta$ è l'ampiezza del settore circolare in radianti, r_2 il raggio esterno della corona circolare, r_1 il raggio interno. Tale espressione deriva sempre dall'equazione (10), variando gli estremi di integrazione. La distanza dal punto di misura fino alla quale è necessario sommare il contributo topografico dipende da caso a caso. In generale è valutabile come la distanza oltre la quale l'anomalia di gravità osservata non subisce più variazioni significative. La correzione può essere applicata a partire dalle quote derivate da un modello digitale del terreno, sommando il contributo di ogni cella della griglia utilizzando l'approssimazione appena descritta.

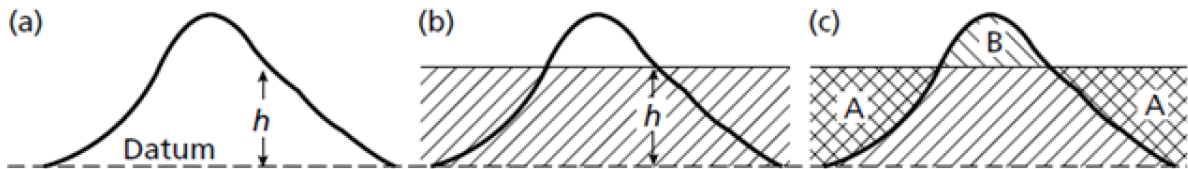


Figura 18: (a) Correzione in aria libera per un punto d'osservazione ad altezza h dalla superficie di riferimento. (b) Correzione di Bouguer. L'area tratteggiata corrisponde ad un lembo di roccia di spessore h esteso all'infinito in entrambe le direzioni orizzontali. (c) Correzione topografica. Figura tratta Kearey et al. (2002).

Al netto di tutte le correzioni, il valore di accelerazione gravitazionale corretto risulterà essere:

$$g_{\text{corretta}} = g_{\text{osservata}} - \Delta g_{\text{marea}} - \text{drift} - g_n + FA - B + TC$$

dove FA è la correzione in aria libera, B quella di Bouguer e TC per la topografia.

CAPITOLO III. CAMPAGNA INDAGINI

Nel corso del 2020 sono state eseguite quattro campagne di acquisizione dati nei mesi di marzo, giugno, agosto e novembre (della durata di circa una settimana ognuna). Durante questi periodi sono state effettuate 137 misure di sismica passiva a stazione singola e 22 misure di microgravimetria.

3.1. Misure di sismica passiva a stazione singola

I siti in corrispondenza dei quali sono state acquisite le misure ammontano a 117 (Figura 19), anche se le registrazioni totali sono un numero maggiore (ovvero 137) poiché alcune sono state scartate in quanto affette da disturbi di origine antropica (ad esempio quelle effettuate in corrispondenza di punti vicino a cantieri o in pieno centro abitato) o ambientale (per via di pioggia o vento), oppure per problemi di significatività statistica. A quelle di nuova acquisizione, sono state integrate altre 28 misure pregresse, acquisite nell'ambito di un progetto di ricostruzione del substrato roccioso nella conca di Bolzano. In totale, le registrazioni utilizzate per lo scopo della tesi sono quindi 129.

La scelta dei siti in cui effettuare le misure è stata organizzata al fine di coprire nel modo più omogeneo possibile tutto il tratto della valle dell'Oltradige, oggetto di questo studio, e anche un tratto della valle dell'Adige (Figura 19) al fine di ricostruire la geometria del substrato roccioso anche all'incrocio tra le due valli.

I punti di misura sono stati posizionati seguendo il più possibile degli allineamenti rettilinei, in modo da poter correlare le singole misure lungo sezioni; tuttavia, ciò non è stato sempre possibile per via della difficoltà di accesso ad aree coltivate private o per l'impossibilità di raggiungere determinate posizioni a piedi. In generale, si è mantenuta una distanza media fra le misure tra 200 e 300 m (la posizione esatta è stata identificata tramite GPS).

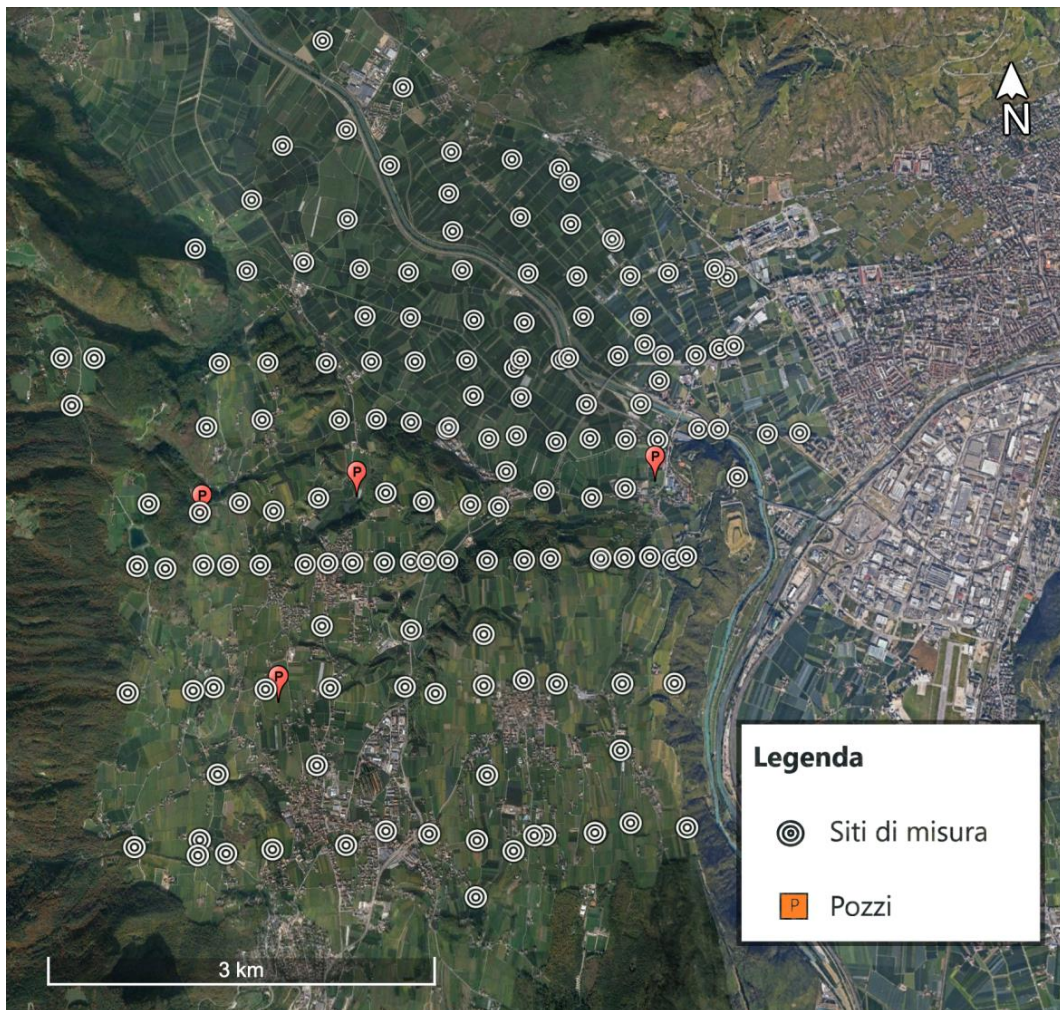


Figura 19: in rosso, localizzazione dei punti di misura di sismica passiva a stazione singola nella valle dell’Oltradige (linea tratteggiata rossa) e in un tratto della val d’Adige (linea tratteggiata azzurra). Immagine estratta da Google Earth. Con il simbolo “P” sono indicate le misure acquisite nei pressi di un pozzo.

3.1.1. Acquisizione in campagna

Le registrazioni di rumore sismico ambientale sono state effettuate con il tromografo digitale Tromino® (MoHo s.r.l.). Si tratta di un sismometro progettato per l’acquisizione del rumore sismico nell’intervallo di frequenze compreso tra 0.1 Hz e 1024 Hz, che quindi racchiude ampiamente il range di interesse ingegneristico (0.1 – 20 Hz, corrispondenti alle frequenze dei

modi di vibrare della maggior parte delle strutture) ed inoltre è sufficientemente sensibile da rilevare il segnale anche nei luoghi più silenziosi della superficie terrestre (Peterson, 1993; McNamara & Buland, 2004; Berger et al., 2004).

Inoltre, le prove sono state effettuate avendo cura di garantire il miglior accoppiamento possibile dello strumento con il terreno; ciò è facilitato da tre piedini metallici (posti alla base del tromografo) che, fatta eccezione per le superfici estremamente solide (che non ne richiedono l'uso), tengono lo strumento ben ancorato al terreno evitando minimi spostamenti durante la registrazione. Una lista di cautele per le condizioni di affidabilità viene indicata nelle linee guida del progetto SESAME (2004) (*Site Effects Assessment using Ambient Excitations*) (Koller et al., 2004; Bard et al., 2004). La maggior parte delle misure è stata acquisita in campo libero, lontano da edifici, e per quanto possibile si è cercato di evitare le strade o i luoghi affollati (per evitare effetti indesiderati e di indagare esclusivamente la stratigrafia del sottosuolo). Sono state acquisite misure della durata di 16 minuti, con frequenza di campionamento di 128 Hz. Lo strumento è stato sempre allineato secondo la direzione dell'asse della valle, ovvero in direzione N-S. Questo è particolarmente importante in contesti stratigrafici non piano-paralleli, dove possono verificarsi effetti direzionali significativi, quali risonanza del terreno 2-D (Sgattoni & Castellaro, 2020).

3.1.2. Analisi delle registrazioni

I dati sono stati elaborati con il software Grilla (Castellaro, 2003), che permette di analizzare le registrazioni di rumore sismico mediante il calcolo degli spettri in frequenza delle 3 componenti del moto (N-S, E-W, Z) e calcolando la funzione H/V (tutte le misure effettuate sono riportate in Appendice A). Questo viene fatto suddividendo il segnale acquisito in finestre di 20 secondi, per poi passare dal dominio del tempo al dominio delle frequenze per mezzo di una FFT (Fast Fourier Transform), levigando con una finestra triangolare di larghezza pari al 10% della frequenza centrale. Dopo aver effettuato l'operazione di pulizia della traccia (Figura 20), si ottiene la curva H/V dalla media delle componenti orizzontali (H) divise per la componente verticale (V).

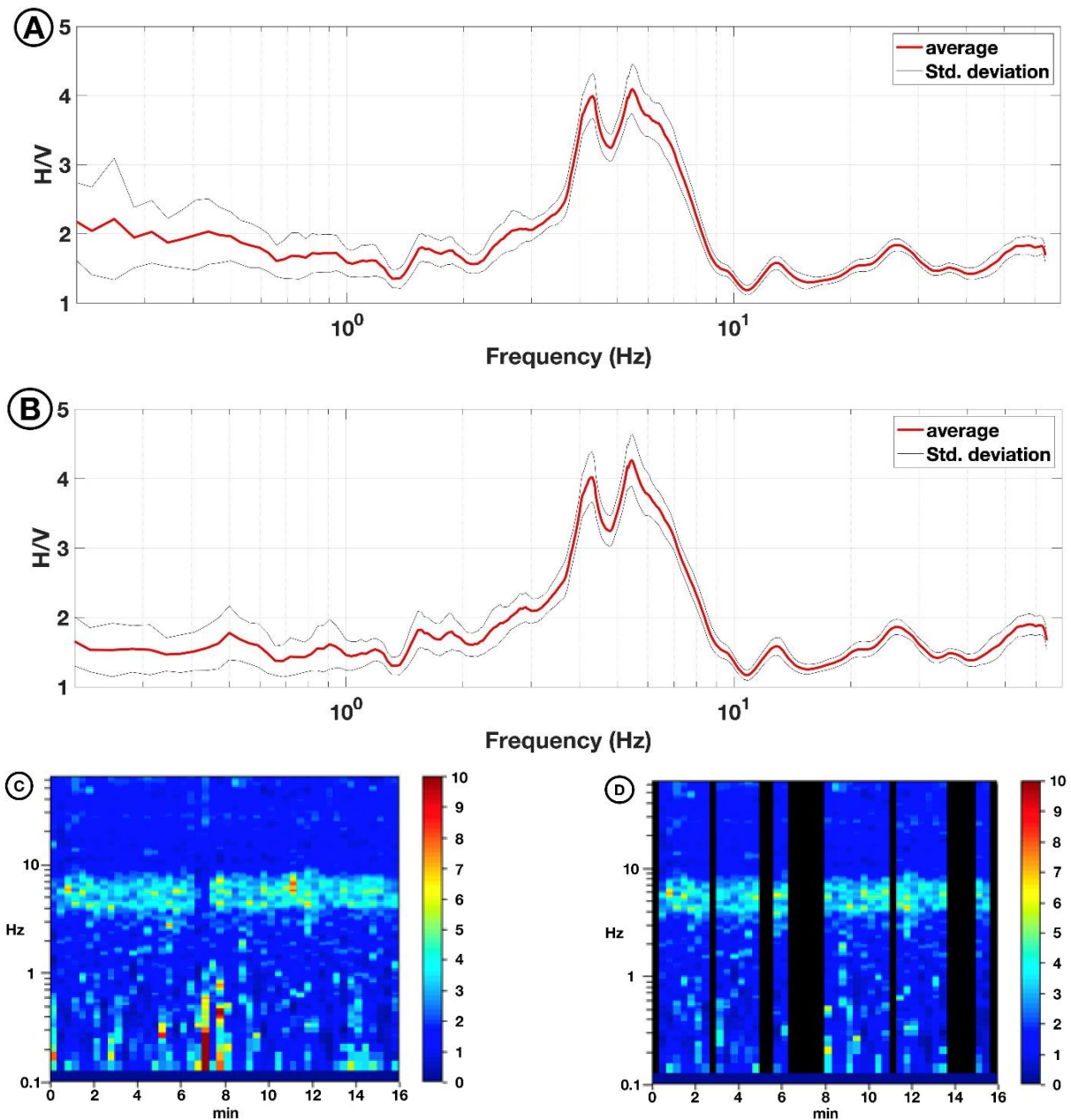


Figura 20: misura HVT002. Esempio di pulizia del segnale nel dominio delle frequenze. (A) curva H/V media non pulita; (B) stabilità temporale della funzione H/V (con l'ampiezza H/V rappresentata in toni di colore); (C) curva H/V media dopo la rimozione dei disturbi; (D) stabilità temporale della curva H/V con indicate in nero le finestre rimosse.

Per ogni curva H/V è visibile l'intervallo di confidenza o deviazione standard; prima di procedere alla loro interpretazione, bisogna verificare che ognuna sia statisticamente significativa (caratterizzata da una deviazione in ampiezza e in frequenza ridotta). Quando questa caratteristica non è presente sin dall'inizio, essa va ricercata tramite la pulizia della

traccia (Figura 20) (Castellaro & Mulargia, 2009). Tale procedimento è rivolto alla ricerca di un rapporto H/V stabile e quindi alla rimozione delle sole finestre in cui questo rapporto risulta alterato. Ogni curva è stata sempre osservata congiuntamente agli spettri delle singole componenti da cui essa deriva, allo scopo di discernere agevolmente i picchi di natura stratigrafica da quelli generati da fonti di disturbo di natura antropica (Figura 21) e di distinguere la natura 1-D o 2-D dei picchi osservati. Spesso alla frequenza di risonanza del terreno si genera un picco H/V, legato ad un minimo locale della componente spettrale verticale che si distacca dalle componenti orizzontali (determinando una forma “a occhio”). Questa forma è indicativa di risonanze stratigrafiche (Castellaro & Mulargia, 2009; Tuan et al., 2010; Castellaro, 2016), mentre disturbi di natura antropica producono picchi stretti (ben definiti su tutte e tre le componenti spettrali) e quando l’ampiezza sulle tre componenti non è simile, danno luogo a gole o picchi spuri nelle curve.

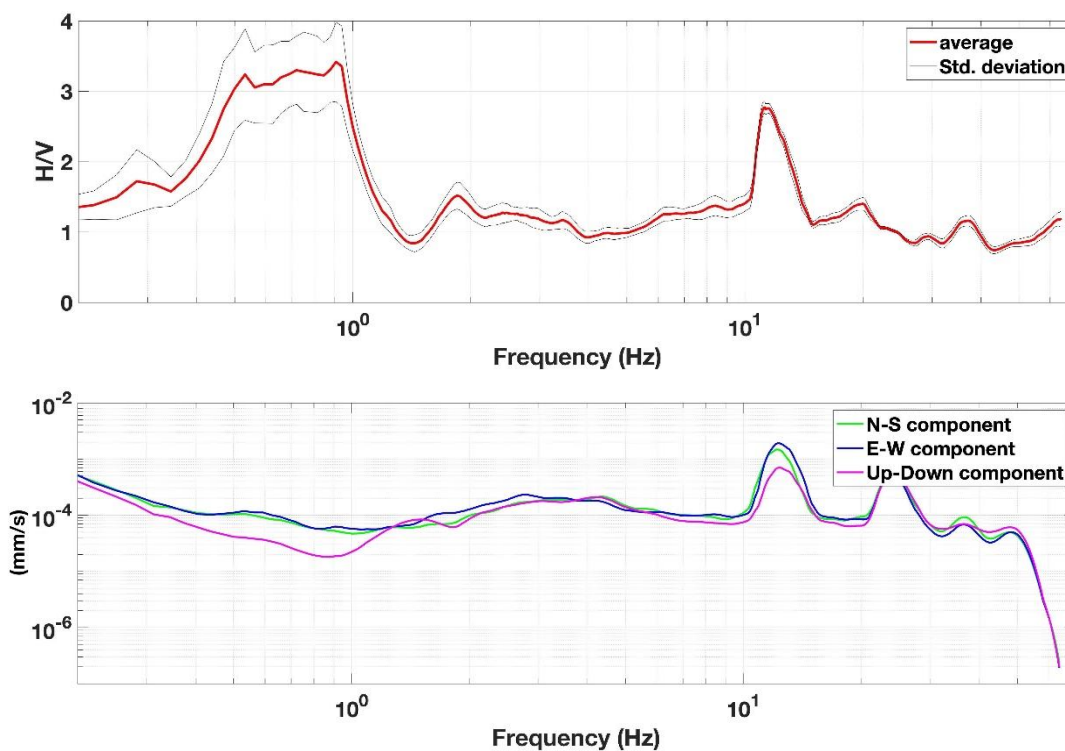


Figura 21: misura HVT115. Esempio di picco stratigrafico a 0.9 Hz e di picco antropico a 12 Hz. In alto è rappresentata la curva H/V media (in rosso) e la sua deviazione standard (in nero). In basso sono riportati gli spettri delle singole componenti del moto (N-S, E-W ed Up-Down). Il picco stratigrafico è caratterizzato dalla tipica forma a occhio data da un minimo locale della componente spettrale verticale. Il picco antropico è invece caratterizzato da massimi locali su tutte e tre le componenti del moto.

L'osservazione delle singole componenti del moto di una misura di microtremore permette anche, come detto in precedenza, la distinzione delle risonanze di tipo 1-D da quelle di tipo 2-D. Per quanto riguarda la valle dell'Oltradige, la quasi totalità delle risonanze riscontrate appartengono al primo tipo (Figura 22): ai picchi nella curva H/V sono associate componenti spettrali orizzontali coincidenti e un minimo locale della componente spettrale verticale. Nel tratto centrale della valle dell'Adige, invece, riconoscono prevalentemente risonanza di tipo 2-D, caratterizzate da picchi locali nelle componenti spettrali orizzontali a frequenze diverse (Figura 23).

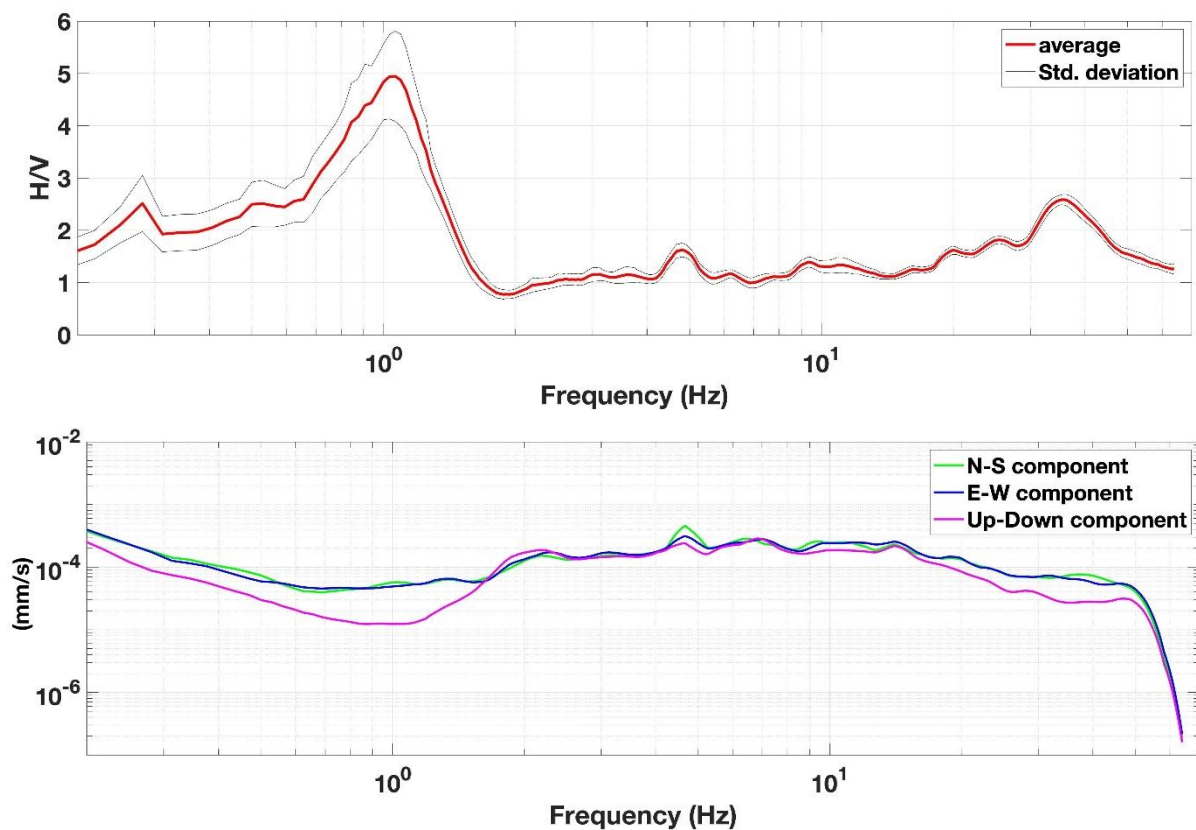


Figura 22: misura HVT008. Registrazione nella valle dell'Oltradige che rappresenta un buon esempio di risonanza stratigrafica di tipo 1-D, dove le componenti spettrali orizzontali (N-S e E-W component) sono sovrapposte e non distinguibili e con un minimo locale sulla componente verticale (Up-Down component).

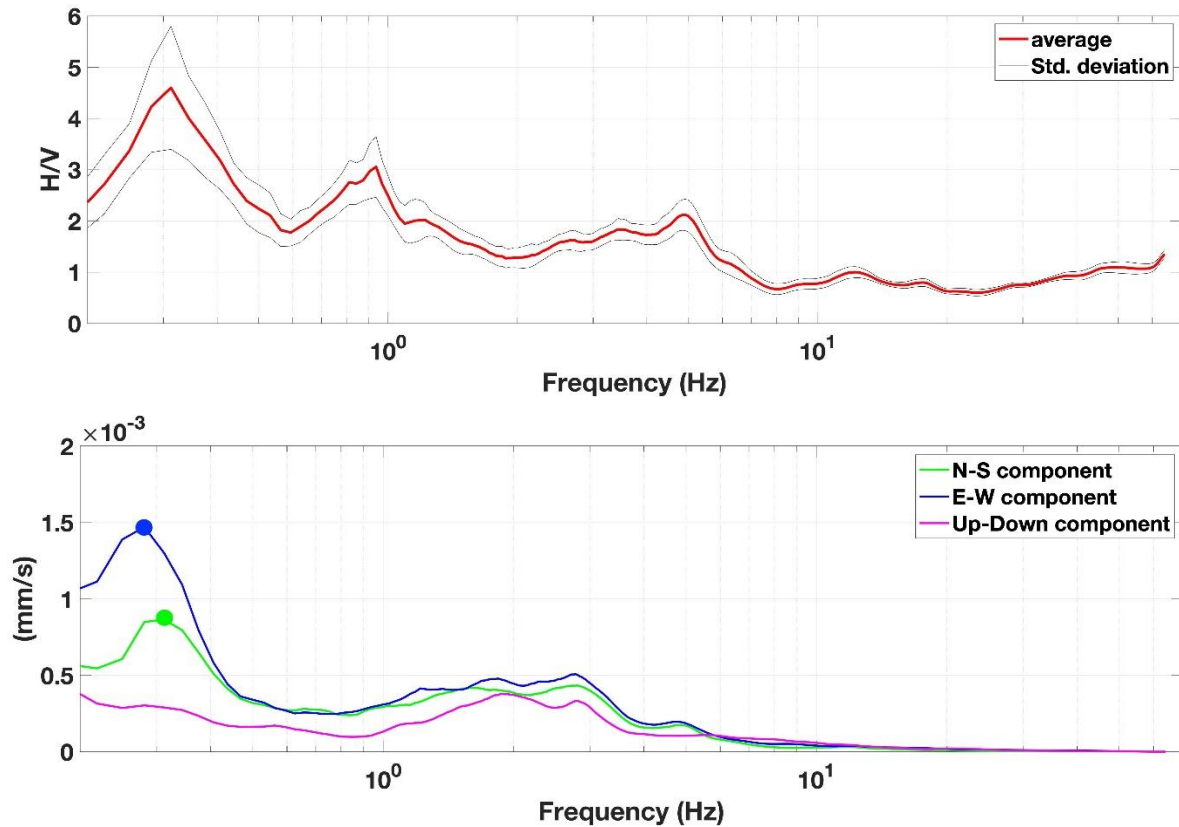


Figura 23: misura HVT084. Risonanza di tipo 2-D, registrata circa al centro della val d'Adige, ove la componente spettrale orizzontale mostra due picchi distinti (segnalati dai punti blu e verde), a due differenti valori di frequenza ed ampiezza, che riflette la variazione geometrica delle coperture sedimentarie nelle due direzioni. Il grafico in basso è mostrato con l'asse delle ordinate in scala lineare.

3.1.3. Elaborazione dei dati sismici

In seguito, tutte le tracce analizzate sono state esportate dal software Grilla in formato ASCII, per poi essere processate in maniera cumulativa mediante uno script *Matlab* utilizzato per il posizionamento dei punti di acquisizione su base geografica e per la realizzazione di grafici a *contour* (creando quindi sezioni sismiche indicatrici dell'assetto stratigrafico del sottosuolo fino al bedrock, che verranno mostrate nei prossimi capitoli). Poiché, in generale, i picchi di risonanza di ampiezza massima non corrispondono sistematicamente alle risonanze rappresentative del contatto sedimenti-bedrock, l'interpretazione delle curve H/V per la ricostruzione del bedrock necessita di un'analisi manuale, sia per eliminare picchi indesiderati (derivanti da rumore antropico) sia per un scelta

ragionata sull'attribuzione di un dato picco di risonanza al substrato roccioso. Come anticipato ad inizio capitolo, le misure sono state acquisite in punti strategici al fine di realizzare diverse sezioni sismiche; ciò permette una correlazione laterale dei picchi osservati sulle singole curve H/V. In totale, sono state create sette sezioni con orientazione E-W (Figura 24) e otto orientate N-S (Figura 25).

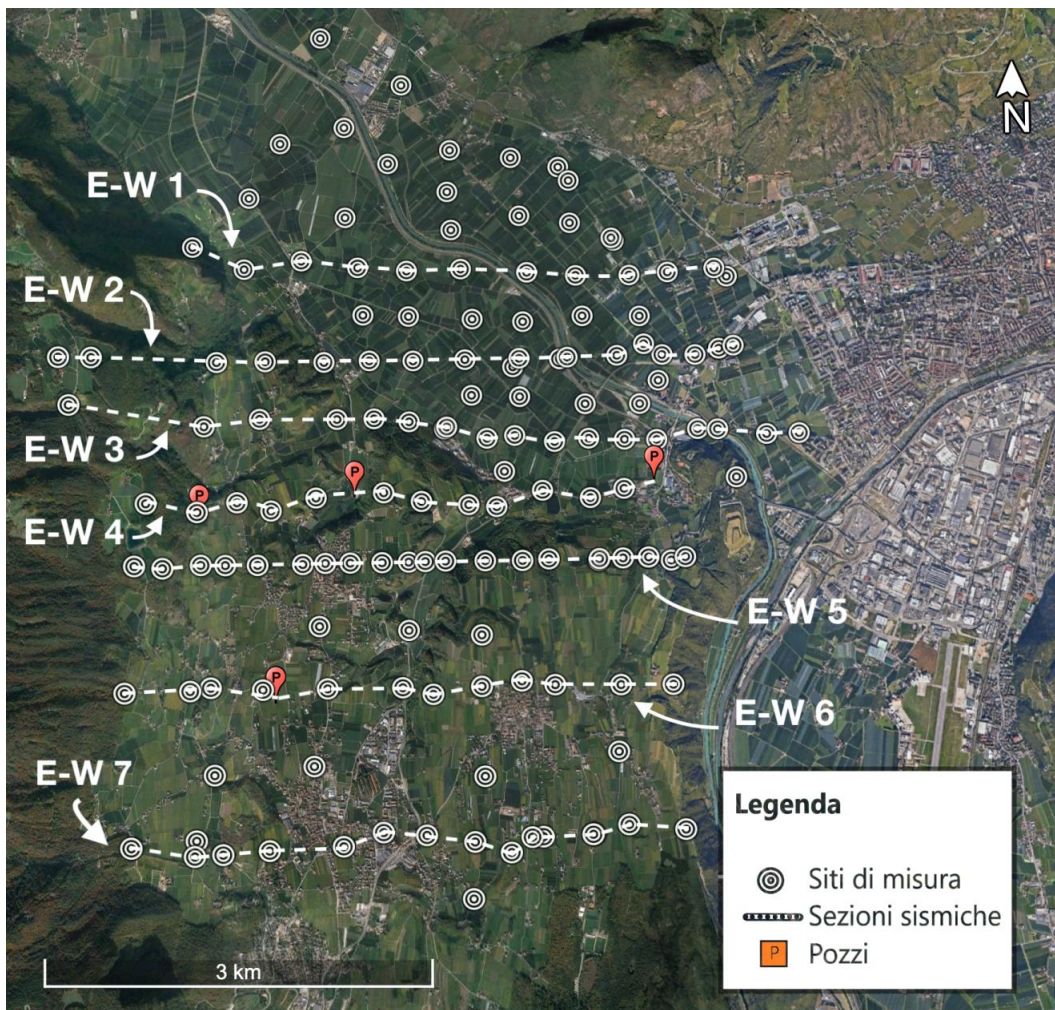


Figura 24: localizzazione delle linee E-W lungo le quali sono state costruite le sezioni H/V interpolando le singole misure di microtremore. Immagine satellitare tratta da Google Earth.

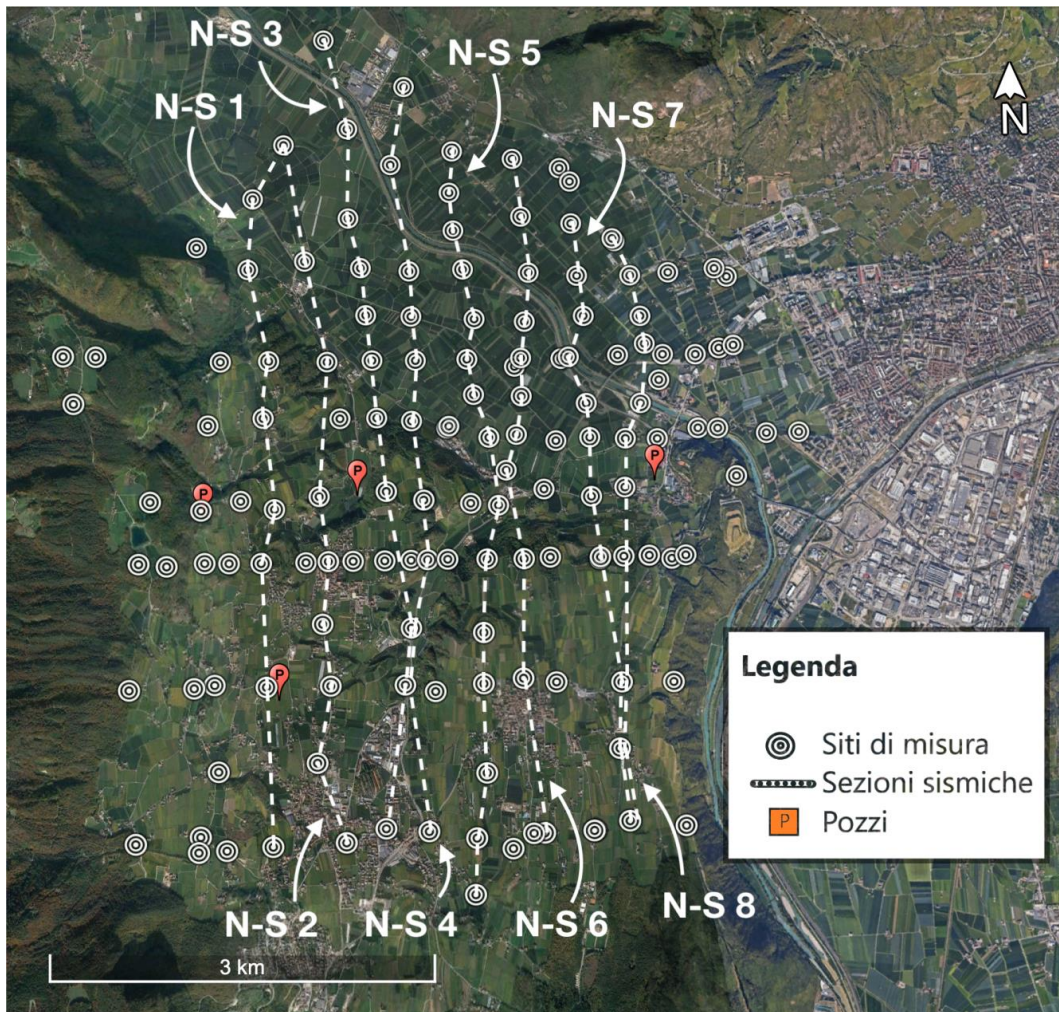


Figura 25: localizzazione delle linee N-S, organizzate in modo tale da indagare la zona al passaggio dalla valle dell'Adige all'Oltreadige. Immagine satellitare da Google Earth.

Le curve H/V e i relativi spettri, raggruppati per sezioni, sono illustrate in Figura 26 (realizzata in scala logaritmica per una maggiore leggibilità, nonostante renda la lettura delle risonanze 2-D meno immediata, comunque già evidenziata in scala lineare in Figura 23). Questo rende una prima impressione di come la geometria del bedrock potrebbe essere (osservando i picchi di risonanza del substrato roccioso) e permette di distinguere le risonanze monodimensionali da quelle bidimensionali.

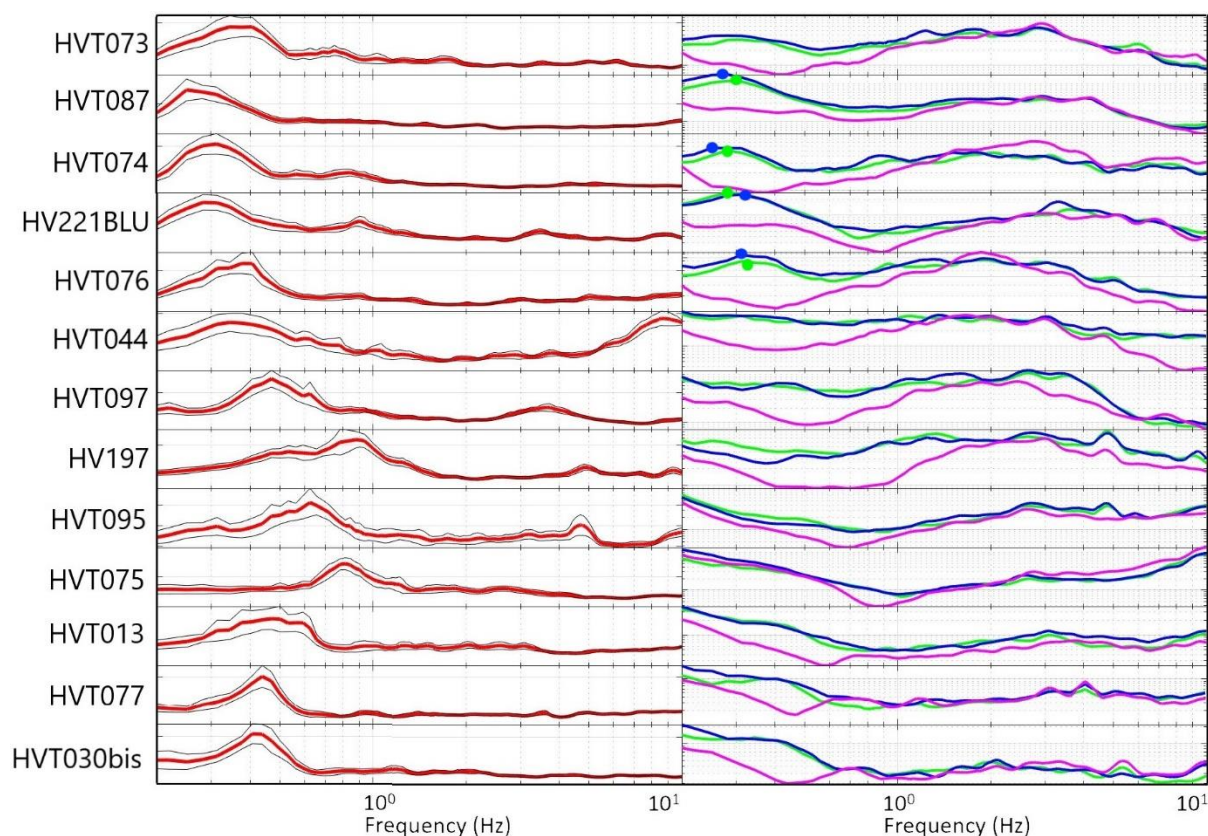


Figura 26: misure di sismica passiva a stazione singola lungo la sezione N-S 5. A sinistra sono rappresentate le curve H/V e a destra le rispettive componenti spettrali orizzontali e verticali. È possibile distinguere delle risonanze 2-D (misure HVT087, HVT074, HV221 e HVT076), tutte collocate all'interno della val d'Adige, da risonanze 1D (es. HVT095, HVT075, HVT013, HVT077) all'interno dell'Oltradige.

Una volta scelte le curve che verranno utilizzate per la realizzazione delle sezioni, il passo successivo è quello di combinarle lungo le diverse linee. Di seguito vengono mostrate come esempio due sezioni H/V lungo direzioni perpendicolari fra loro: N-S 5 (Figura 27) ed E-W 6 (Figura 28). La prima (localizzata come in Figura 25) attraversa entrambe le valli, andando da nord (in piena val d'Adige) fino alla giunzione con l'altra valle per poi terminare in pieno Oltradige (più a sud). La seconda (localizzata come in Figura 24) taglia trasversalmente da ovest ad est tutta la valle dell'Oltradige. Guardare le curve allineate in sezioni è di notevole aiuto poiché permette la correlazione laterale dei picchi.

Possono essere dunque interpretate come variazioni locali di profondità dell'interfaccia tra i sedimenti ed il bedrock: frequenze maggiori corrispondono a profondità minori e, al contrario, frequenze minori suggeriscono che tale interfaccia si collochi a profondità maggiori.

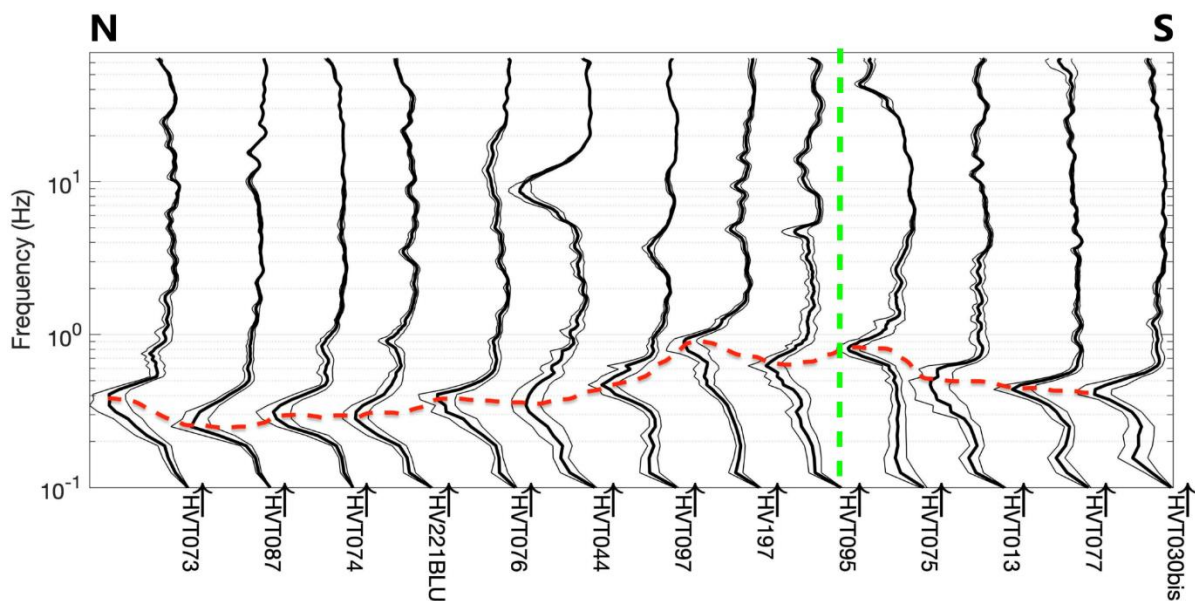


Figura 27: sezione N-S 5. Dalla misura HVT073 alla HVT030bis ci si sposta progressivamente verso sud, passando dalla val d'Adige alla valle dell'Oltradige; quest'ultima si incontra in corrispondenza della linea verde tratteggiata.

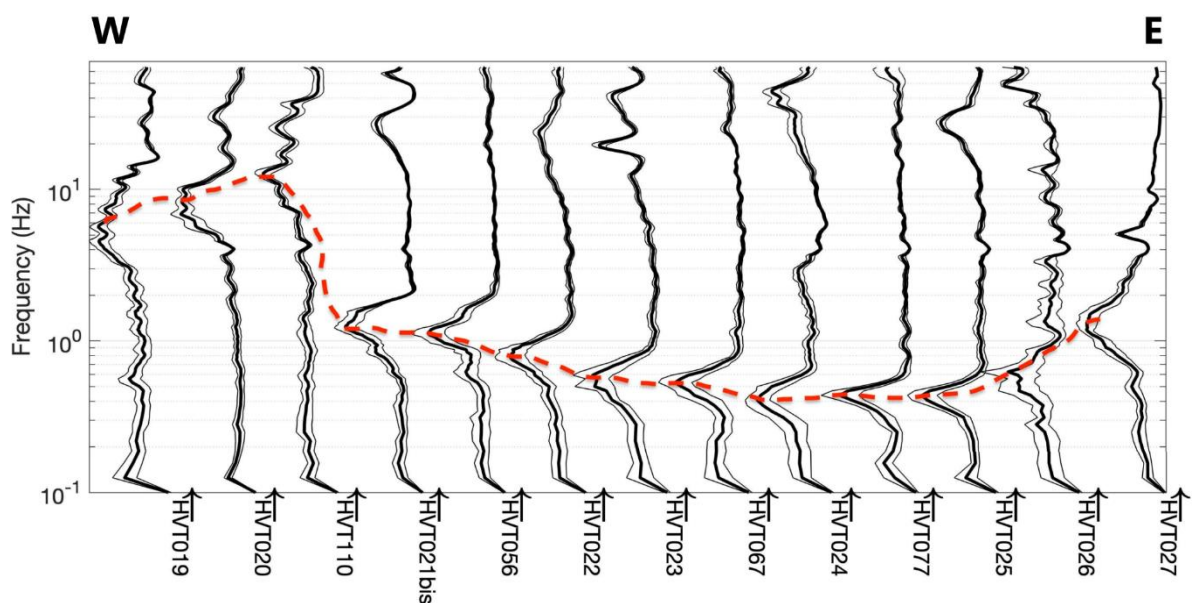


Figura 28: sezione E-W 6. Dalla misura HVT019 alla HVT027 ci si sposta da ovest verso est, attraversando tutta la valle dell'Oltradige da un lato all'altro.

La linea rossa tratteggiata (disegnata sia in Figura 27 che Figura 28) collega le frequenze di risonanza di ogni misura, associate, secondo l'interpretazione dello scrivente, all'interfaccia tra i sedimenti quaternari, che riempiono la valle, ed il bedrock. Con l'ausilio di questi grafici, quest'ultima operazione è semplificata, perché affiancare le misure appartenenti ad una stessa sezione è d'aiuto all'interpretazione delle curve con picchi multipli; generalmente, i picchi

identificati come interfaccia sedimenti-bedrock sono quelli a frequenza più bassa. Per creare un grafico ancora più chiaro, le misure sono state interpolate tra loro, passando quindi dal dato puntuale, correlato per mezzo di una linea, a due sezioni in scala di colori (Figura 29).

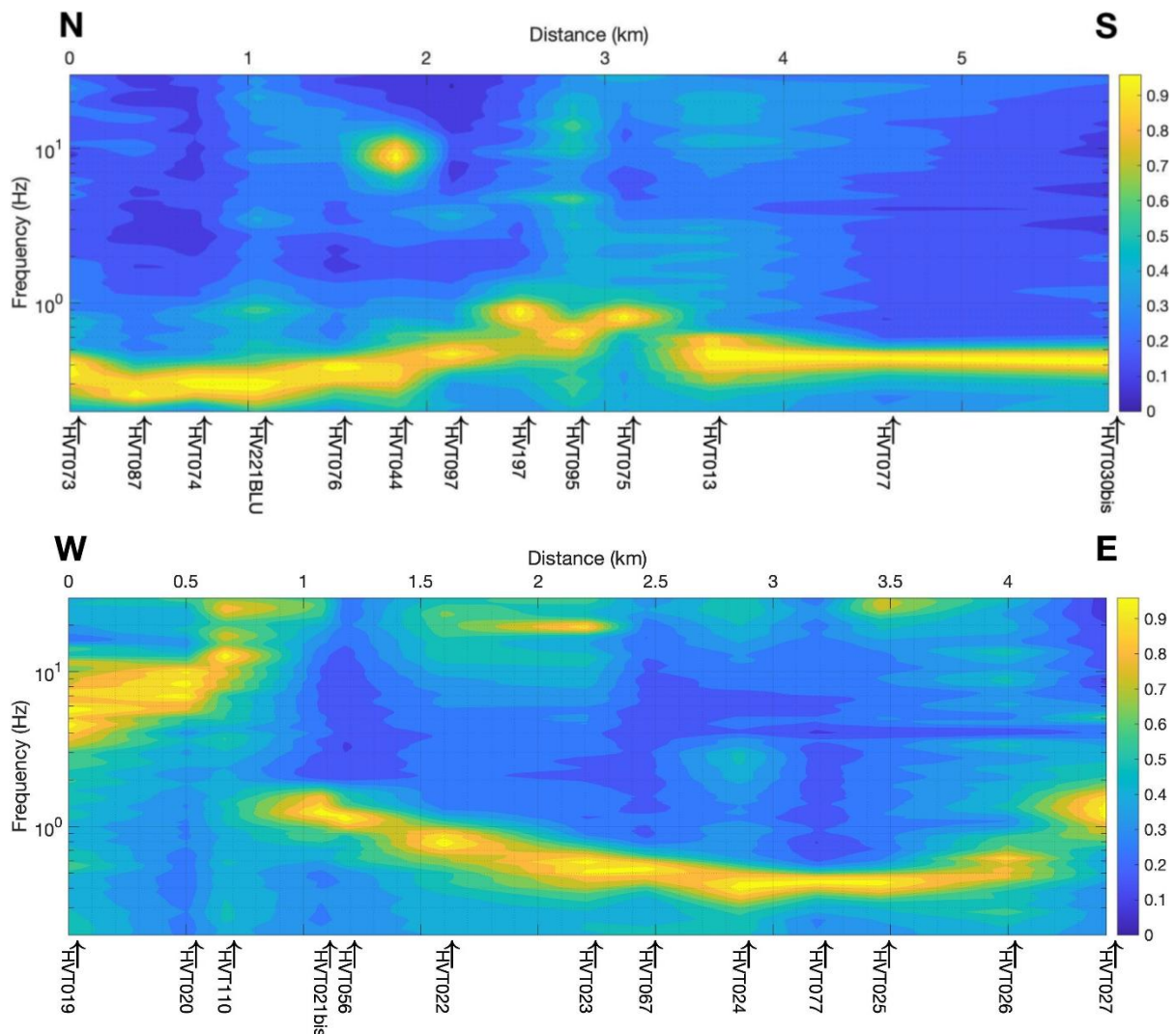


Figura 29: grafici a contour che mostrano l'interpolazione delle curve H/V in frequenza lungo le sezioni N-S 5 (sopra) e E-W 6 (sotto), la prima lunga 6 km e la seconda 4.5 km. Ogni curva H/V è stata normalizzata e la scala di colori, che rappresenta l'ampiezza del rapporto H/V, va da 0 (blu) a 1 (giallo).

Un'altra differenza sostanziale fra i grafici in Figura 27 e Figura 28 e quelli in Figura 29 è che in questi ultimi le misure non sono più posizionate arbitrariamente, ma in relazione alla reale distanza fra loro. I grafici in Figura 29 mostrano un vasto range di frequenze di risonanza del bedrock, che va da 0.25 Hz per le zone più profonde della val d'Adige ad oltre 10 Hz per aree dell'Oltreadige più spostate verso il bordo valle (dove quindi è possibile incontrare il bedrock a profondità minori). Difatti, dalla sezione N-S 5 si osserva (andando da nord verso sud) un

passaggio graduale da un range di frequenze compreso fra 0.25-0.45 Hz in corrispondenza della val d'Adige a valori più elevati, prossimi ad 1 Hz, al passaggio tra una valle e l'altra, per poi arrivare in Oltradige dove le frequenze minori si attestano intorno a 0.45 Hz.

3.2. Microgravimetria

Per quanto riguarda la gravimetria, sono state effettuate 22 misure (Tabella 2 e Tabella 3) che hanno portato alla realizzazione di due sezioni, una orientata N-S ed una E-W (Figura 30), corrispondenti alle linee sismiche N-S 5 ed E-W 6 descritte in precedenza, con lo scopo di confrontare il risultato della ricostruzione geometrica del basamento ottenuta con metodi sismici con quella ottenuta dall'analisi gravimetrica. A differenza delle registrazioni di microtremore, quelle di accelerazione gravitazionale sono state acquisite (per ogni linea) nell'arco della stessa giornata, procedendo con cicli di misure chiusi entro le due ore (per poter assumere la deriva strumentale come lineare).

Tabella 2: letture sperimentali di microgravità acquisite lungo il profilo N-S, con gravimetro Lacoste-Romberg. Le misure identificate con l'asterisco indicano le letture di chiusura di ogni ciclo (per il calcolo del drift strumentale). Le misure acquisite sono espresse in digit (corrispondente a 1.0726 μgal).

NOME	LAT	LON	QUOTA	DATA	TEMPO			MIS		
					1	2	3	1	2	3
G88	46.510991	11.274241	251.9	11/8/2020	10:20	10:22	-	95219	95220	-
G89	46.50561	11.27439	242.0	11/8/2020	10:33	10:34	-	95138	95126	-
G90	46.499225	11.27435	242.3	11/8/2020	11:01	11:04	-	94652	94661	-
G88*	-	-	251.9	11/8/2020	11:30	11:31	-	95280	95268	-
G91	46.47782	11.27932	272.5	11/8/2020	12:14	12:16	-	93920	93914	-
G92	46.484336	11.278913	241.4	11/8/2020	12:37	12:38	-	98243	98229	-
G93	46.48851	11.27867	241.5	11/8/2020	12:48	12:50	12:51	97202	97181	97192
G94	46.49212	11.27628	240.6	11/8/2020	13:03	13:04	-	96467	96457	-
G91*	-	-	272.5	11/8/2020	13:48	13:49	-	93924	93922	-
G95	46.47324	11.28056	397.5	11/8/2020	14:11	14:12	-	71206	71200	-
G96	46.4685	11.28114	411.4	11/8/2020	14:25	14:26	-	69700	69702	-
G97	46.46489	11.2817	425.6	11/8/2020	14:38	14:40	-	67483	67476	-
G98	46.458916	11.281655	438.5	11/8/2020	15:04	15:06	-	65321	65332	-
G99	46.45411	11.28187	439.3	11/8/2020	15:14	15:15	-	64632	64639	-
G95*	-	-	397.5	11/8/2020	15:50	15:51	-	71223	71204	-

Tabella 3: letture sperimentali di microgravità acquisite lungo il profilo E-W, con gravimetro Lacoste-Romberg. Le misure identificate con l'asterisco indicano le letture di chiusura di ogni ciclo (per il calcolo del drift strumentale). Le misure acquisite sono espresse in digit (corrispondente a 1.0726 μgal).

NOME	LAT	LON	QUOTA	DATA	TEMPO	TEMPO	TEMPO	MIS	MIS	MIS
					1	2	3	1	2	3
G100	46.463444	11.296803	416.511	12/8/2020	10:32	10:34	-	70951	70954	-
G101	46.4652	11.29072	401.207	12/8/2020	11:01	11:02	-	73278	73281	-
G102	46.46463	11.28601	429.063	12/8/2020	11:11	11:13	-	67394	67395	-
G103	46.46497	11.28085	434.739	12/8/2020	11:27	11:28	-	65752	65757	-
G104	46.464128	11.275736	432.284	12/8/2020	11:40	11:42	-	65732	65719	-
G100*	-	-	416.511	12/8/2020	12:03	12:04	12:08	70856	70856	70848
G105	46.464078	11.260546	402.142	12/8/2020	12:40	12:41	-	70365	70371	-
G106	46.464405	11.253221	456.289	12/8/2020	12:59	13:01	-	60937	60954	-
G107	46.463807	11.246345	529.990	12/8/2020	13:19	13:20	-	47140	47129	-
G108	46.46418	11.24151	581.441	12/8/2020	13:34	13:35	-	35892	35904	-
G109	46.464529	11.269297	345.899	12/8/2020	13:59	14:00	-	80386	80393	-
G105*	-	-	402.142	12/8/2020	14:18	14:22	14:25	70264	70280	70284

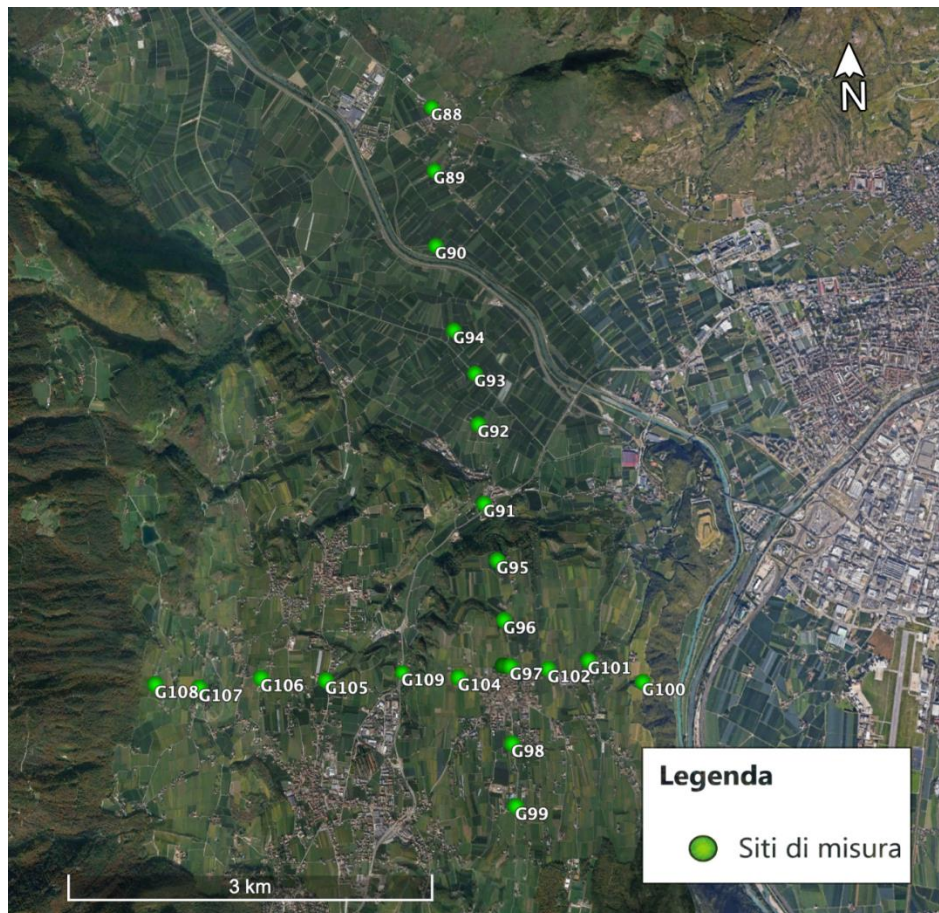


Figura 30: localizzazione dei punti in cui sono state effettuate le misure di gravità; da G89 a G99 è stata realizzata la sezione N-S, mentre da G108 a G100 la sezione E-W. Immagine satellitare tratta da Google Earth.

3.2.1. Acquisizione in campagna

Per l'acquisizione dei dati in campagna, è stato utilizzato un gravimetro a molla Lacoste & Romberg, modello D (Figura 31).

Il suo design è composto da parti metalliche, a differenza di altre tipologie di gravimetri realizzati con vetro al quarzo; ciò lo rende più difficile da trattare, poiché l'espansione e la contrazione termica dei metalli è maggiore rispetto al quarzo (difatti, per questo tipo di gravimetri, bisogna prestare attenzione alla temperatura, cercando di mantenere lo strumento a temperatura costante). Prima di iniziare ad operare con il gravimetro, bisogna posizionare il piatto basale (dotato di una livella sferica al centro, che permette di orientare quest'ultimo in modo da fornire allo strumento una base più orizzontale possibile); successivamente viene posizionato il gravimetro su tale base e si procede con la messa in asse dello stesso. Quest'ultimo è dotato di tre viti (poste sulla parte sommitale) che consentono movimenti più precisi (la parte superiore del gravimetro è dotata di due livelle toriche, che indicano la giusta orientazione). Una volta eseguito questo procedimento, viene sbloccata la molla e si ruota la vite di misurazione di un numero di divisioni tale per cui si otterrà il valore di gravità per quel punto.



Figura 31: componenti del gravimetro Lacoste-Romberg: 1) vite di livellamento trasversale, 2) livello elettronico trasversale, 3) livella a bolla d'aria trasversale, 4) punto di lettura, 5) livella elettronica longitudinale, 6) vite di livellamento longitudinale, 7) micrometro, 8) finestra di lettura dello strumento, 9) finestra di visualizzazione della temperatura e della potenza, 10) interruttore su (temperatura) giù (wattaggio), 11) interruttore luce interna, 12) vite di fissaggio, 13) vite di livellamento trasversale, 14) livella a bolla longitudinale, 15) lente oculare (raggio oculare) e 16) fascio elettronico.

Questa operazione viene eseguita più volte nello stesso punto (se le misure sono simili, può essere sufficiente ripetere il procedimento di misurazione due volte, altrimenti si procede con la terza) e il risultato finale sarà la media delle misure ottenute.

3.2.2. Elaborazione dei dati gravimetrici

I dati acquisiti (Tabella 2 e Tabella 3) sono stati corretti secondo quanto descritto nel Capitolo II, per ottenere il valore reale della microgravità differenziale fra i vari punti di misura. Ogni profilo è stato analizzato prendendo come punto di zero l'inizio della rispettiva linea (partendo da nord per la sezione N-S e partendo da ovest per quella E-W); le misure relative di gravimetria non sono state convertite in misure assolute, poiché non è richiesto per lo scopo di questa tesi. Per calcolare l'anomalia di Bouguer residua lungo le due sezioni, sono state effettuate correzioni per: la latitudine, il drift strumentale, Faye (aria libera), Bouguer (per la piastra) e la topografia. Non è stata apportata alcuna correzione per le maree, poiché nella zona in esame l'entità di tale correzione sarebbe di gran lunga inferiore rispetto le altre (dell'ordine di 0.01-0.02 mGal), non influenzando sul risultato finale. La deriva strumentale (Figura 32), dato che i cicli di ogni misura sono stati chiusi nell'arco di due ore, è stata assunta come lineare e l'entità delle correzioni che ne risultano sono minime (tra -0.058 e 0.106 mGal) rispetto alle anomalie totali misurate che sono dell'ordine dei 10 mGal.

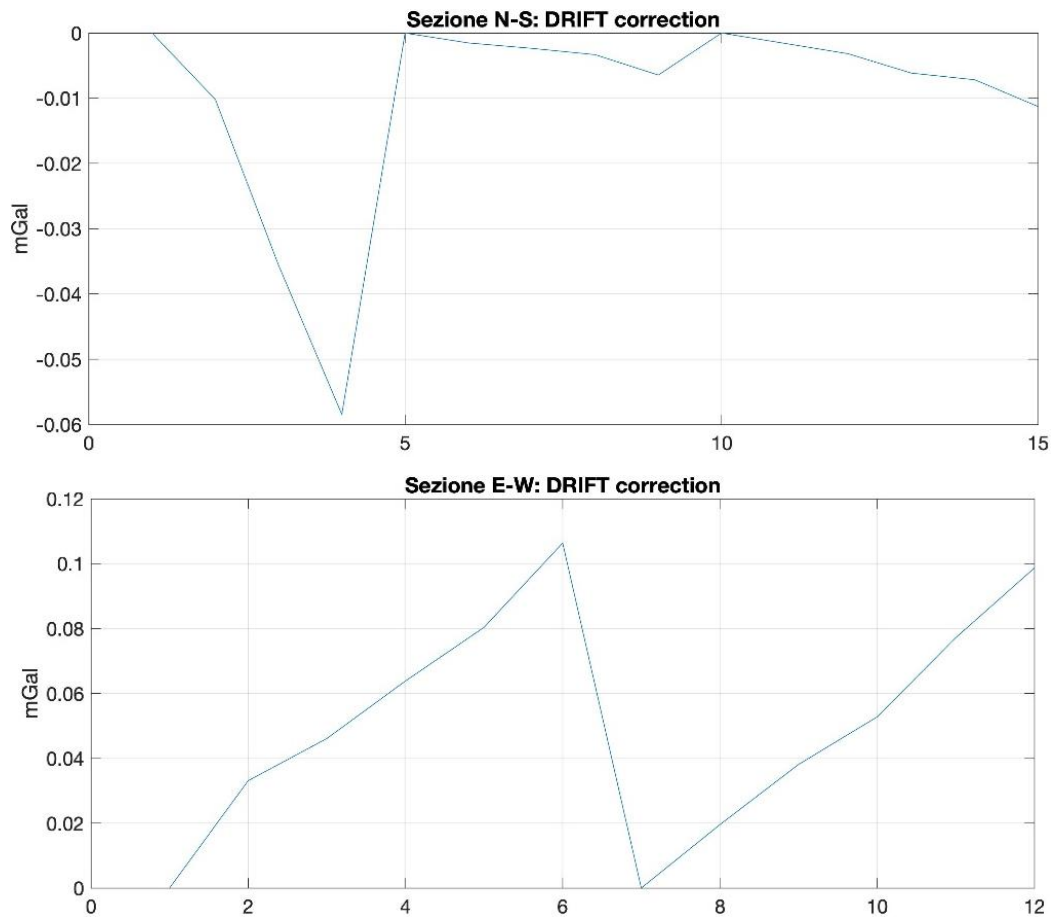


Figura 32: correzione per la deriva strumentale per le sezioni N-S (sopra) e E-W (sotto). Per la prima, l'entità massima delle correzioni è -0.058 mGal, mentre per la seconda è 0.106 mGal. Sull'asse delle ascisse è indicato il numero progressivo delle misure lungo la linea.

Successivamente, è stata apportata anche la correzione per la latitudine (Figura 33): per quest'ultima i risultati sono molto differenti fra le due sezioni, con valori massimi per la N-S che si attestano intorno a -5.12 mGal e -0.16 per la sezione E-W, per via del fatto che (vista l'orientazione di quest'ultima) i siti di misura sono collocati a latitudini simili tra loro.

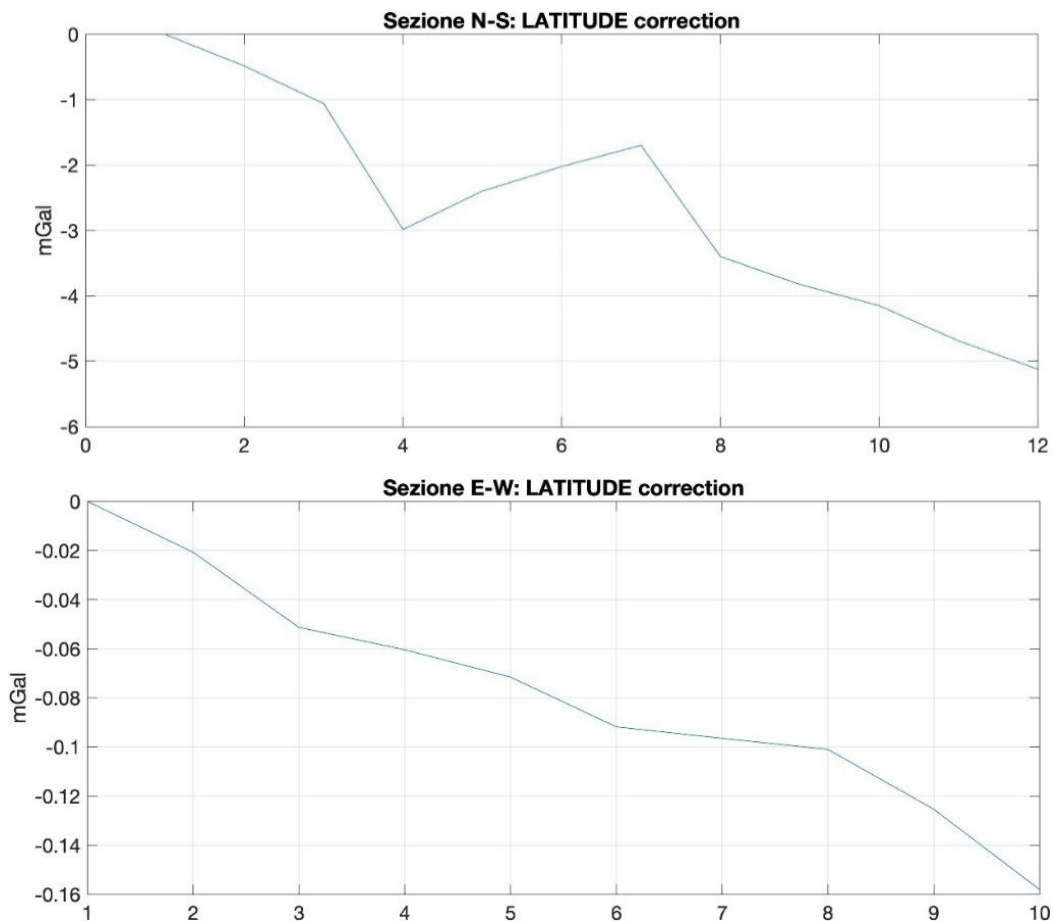


Figura 33: correzione per la latitudine valida per la sezione orientata N-S (sopra) ed E-W (sotto). La prima presenta valori minimi intorno a -5.12 mGal, la seconda intorno a -0.16 mGal. Sull'asse delle ascisse è indicato il numero progressivo delle misure lungo la linea.

In seguito, sono state effettuate le correzioni in aria libera (Figura 34) e per la piastra (Figura 35). La quota dei vari siti di misura è stata ricavata sfruttando un DTM (modello digitale del terreno) con una risoluzione orizzontale di 0.5 x 0.5 m, ottenuto dal geo-catalogo della Provincia di Bolzano (<http://geocatalogo.retecivica.bz.it/geokatalog/>). La correzione per la piastra (e successivamente anche quella topografica) è stata calcolata considerando una densità del bedrock pari a 2600 kg/m³. I valori di gravità lungo i due profili, corretti per latitudine, drift, aria libera e piastra sono mostrati in Figura 36.

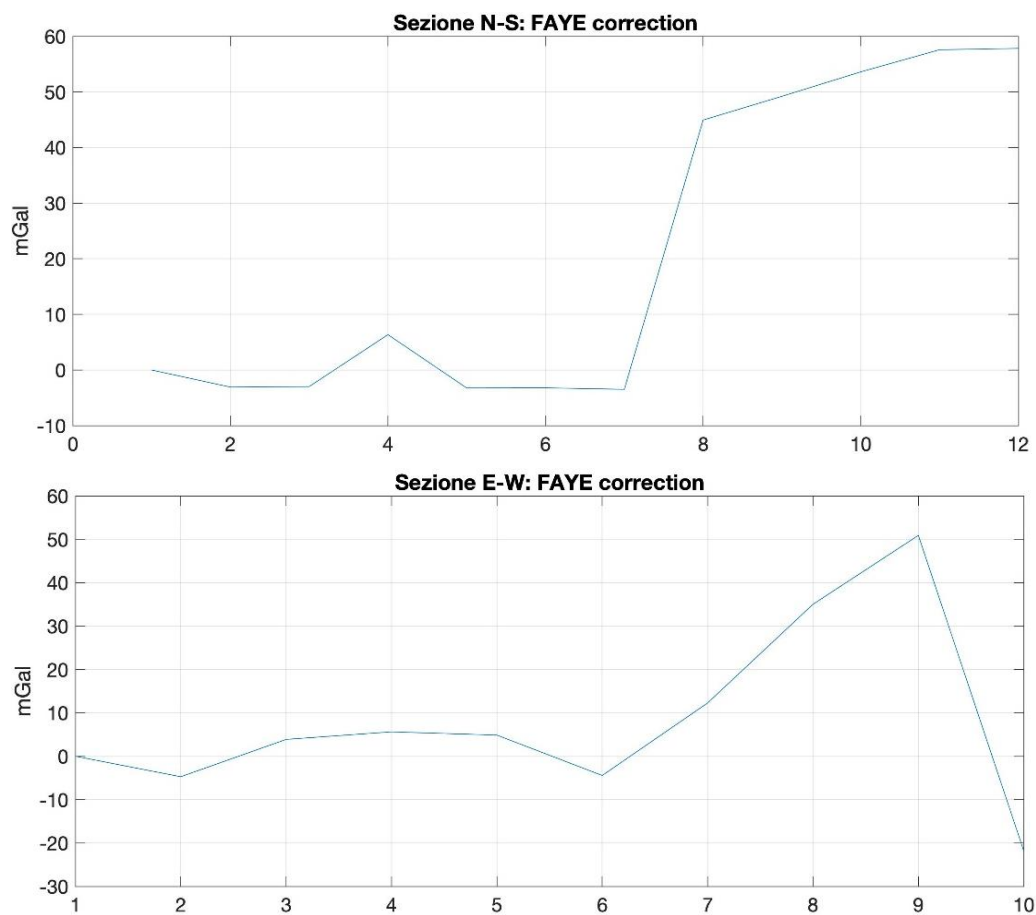


Figura 34: correzione in aria libera per le sezioni orientate N-S (sopra) ed E-W (sotto), ove sono raffigurati valori massimi pari a 57.83 mGal per la prima, e 50.9 mGal per la seconda.

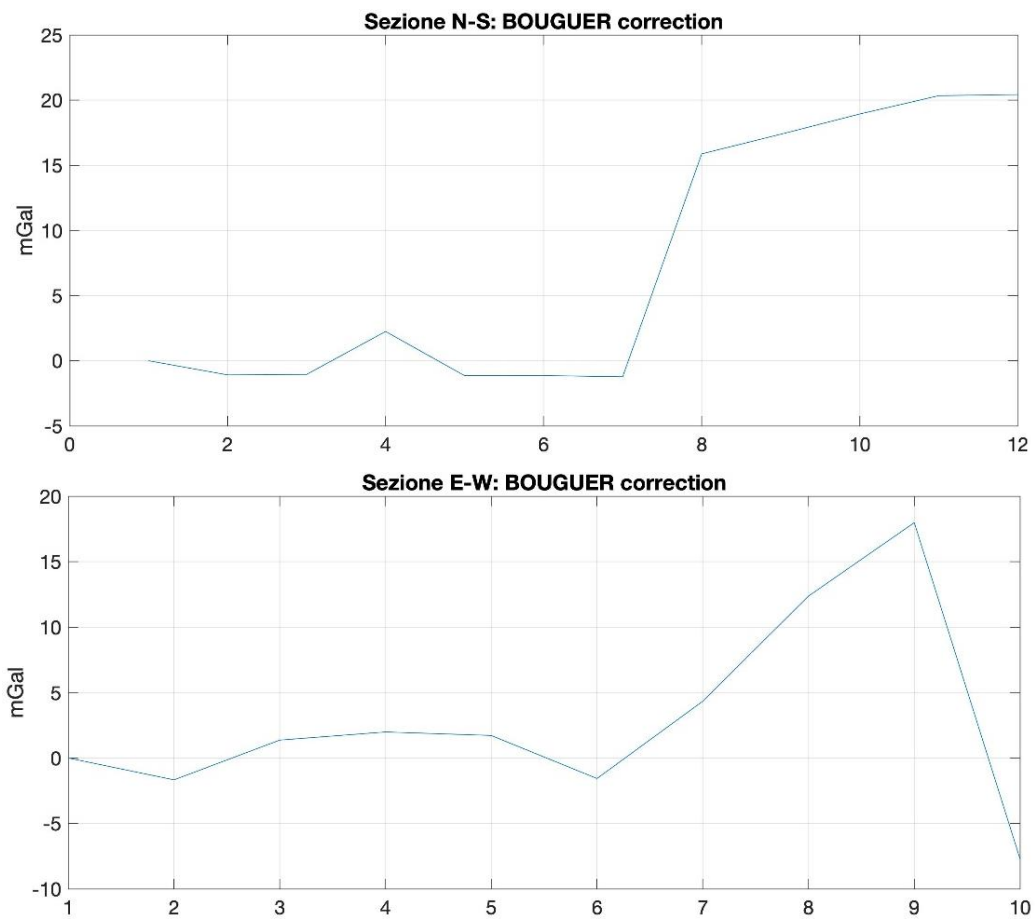


Figura 35: correzione per la piastra riferita alle sezioni orientate N-S (sopra) ed E-W (sotto), ove per la prima sono raffigurati valori massimi pari a 20.43 mGal, mentre per la seconda a 17.98 mGal.

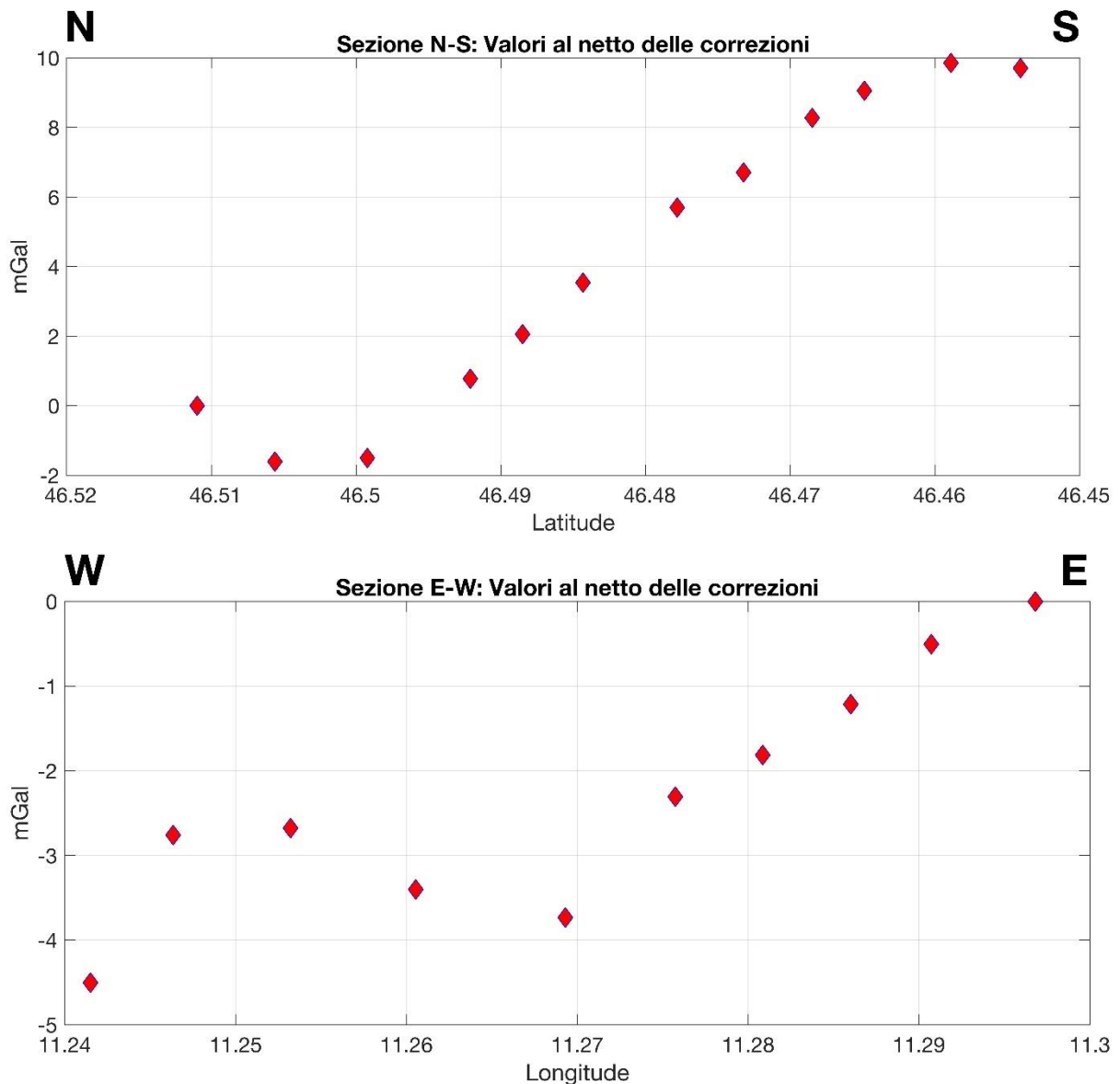


Figura 36: valori di microgravità differenziale per le sezioni N-S (sopra) ed E-W (sotto), ottenuti dopo la correzione per latitudine, drift, Faye e Bouguer.

La correzione topografica è stata calcolata utilizzando un DEM con risoluzione di 50 m e la correzione per ogni punto di misura è stata calcolata sommando il contributo delle celle del DEM entro distanze crescenti dai punti di misura, da 1 km fino a 30 km dal sito (Figura 37). La variazione della correzione diventa trascurabile tra distanze di 25 e 30 km e pertanto l'anomalia di Bouguer finale è ottenuta calcolando la correzione topografica entro una distanza di 30 km dai ogni sito. Le anomalie finali corrette si presentano quindi negative, come c'è da aspettarsi nel caso di una valle o un bacino sedimentario (che comunemente è caratterizzato da un deficit di densità dovuto al riempimento da parte dei sedimenti). Tali anomalie sono

dell'entità di 6-7 mGal. Anche se l'accuratezza dello strumento nella lettura del dato è piuttosto elevata, ovvero dell'ordine di 0.01 mGal (Özalaybey *et al.*, 2011), stimare le incertezze relative all'analisi microgravimetrica è piuttosto complesso, poiché tali operazioni sono soggette a numerose incertezze. Un'incertezza rilevante, ad esempio, è quella legata alla quota; difatti, l'errore atteso nella stima della quota per un'area topograficamente complessa come quella dell'Oltradige (in relazione al DTM utilizzato) potrebbe essere pari o superiore ad 1 m, che si riflette in incertezze nell'ordine di 0.3-0.5 mGal, valori non trascurabili ma comunque un ordine di grandezza minore rispetto alle anomalie osservate.

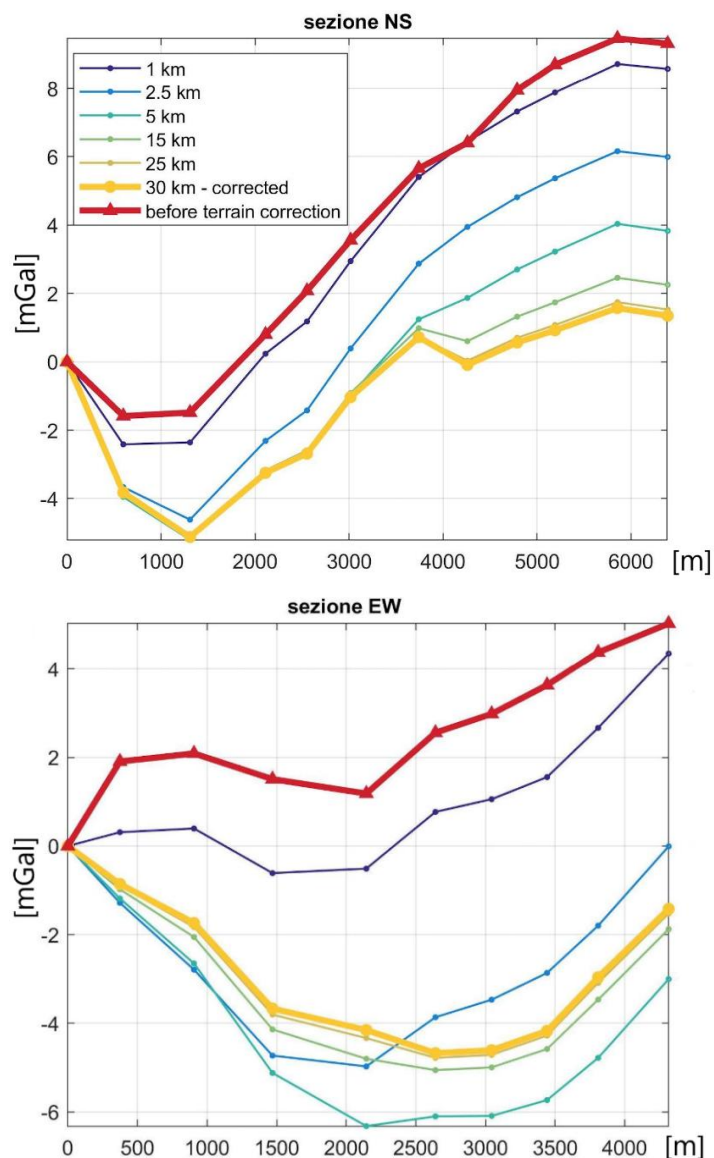


Figura 37: correzione topografica calcolata entro distanze di 1-30 km da ogni sito di misura lungo le due linee investigate. La linea spessa rossa rappresenta i valori differenziali di gravità prima della correzione e la linea spessa gialla rappresenta l'anomalia di Bouguer corretta.

CAPITOLO IV. MODELLO GEOLOGICO-GEOFISICO DEL SOTTOSUOLO

Una volta identificate le frequenze di risonanza correlabili con la superficie di contatto tra i sedimenti di riempimento della valle e il sottostante substrato roccioso, è stato assunto un modello di V_s per il riempimento sedimentario in modo da poter convertire le frequenze in profondità. I risultati ottenuti sono stati confrontati con le anomalie gravimetriche e con i dati stratigrafici disponibili ed è stato elaborato un modello 3D della superficie del substrato roccioso.

4.1. Dal dominio della frequenza al dominio della profondità

La conversione delle frequenze di risonanza in profondità del substrato roccioso può essere effettuata mediante l'equazione (2) (mostrata a pagina 27), tramite opportune assunzioni sul modello di V_s dei depositi sedimentari. Come spiegato nel Capitolo II, tale equazione è valida in condizioni stratigrafiche piano-parallele, dove si registrano frequenze di risonanza di tipo 1D, mentre in caso di risonanze di tipo 2D, le ricostruzioni stratigrafiche non possono essere effettuate direttamente con questa equazione.

La maggior parte delle misure raccolte, in particolare per quanto riguarda l'area dell'Oltradige che è il principale oggetto di questo studio, sono caratterizzate da risonanze di tipo 1-D, mentre risonanze 2-D sono state osservate nella zona centrale della val d'Adige.

Per questo motivo, allo scopo della ricostruzione del bedrock al di sotto della valle dell'Oltradige, è stato possibile utilizzare tale equazione, considerando un errore maggiore per l'area centrale dell'attuale valle del fiume Adige (per la quale, però sono a disposizione dati pregressi che permettono di stimarne la profondità).

La stima di un modello di V_s può essere effettuata quando sia nota la profondità di un livello stratigrafico che causa la risonanza osservata (Castellaro & Mulargia, 2009a). Nel caso di molteplici misure di risonanza, se è possibile assumere una omogeneità spaziale della copertura sedimentaria e che la compattazione gravitativa sia l'unico fattore a causare un graduale

aumento di V_s con la profondità, è possibile creare un modello di regressione mettendo in relazione le frequenze di risonanza con la profondità nota del livello stratigrafico risonante. Seguendo l'approccio proposto da Ibs-von Seth & Wohlenberg, (1999), questo può essere fatto assumendo una legge di potenza per il modello di V_s .

Per questo lavoro si è fatto riferimento al modello ricavato per la conca di Bolzano da Sgattoni & Castellaro (2020; Figura 38) ottenuto vincolando risonanze misurate con i dati stratigrafici ottenuti da un profilo sismico a riflessione acquisito all'interno della conca di Bolzano (Figura 38). Lungo tale profilo la profondità massima del bedrock è pari a circa 400 m e il modello di regressione è ricavato mediante 15 valori di frequenza di risonanza compresi tra 0.5 e 8.5 Hz.

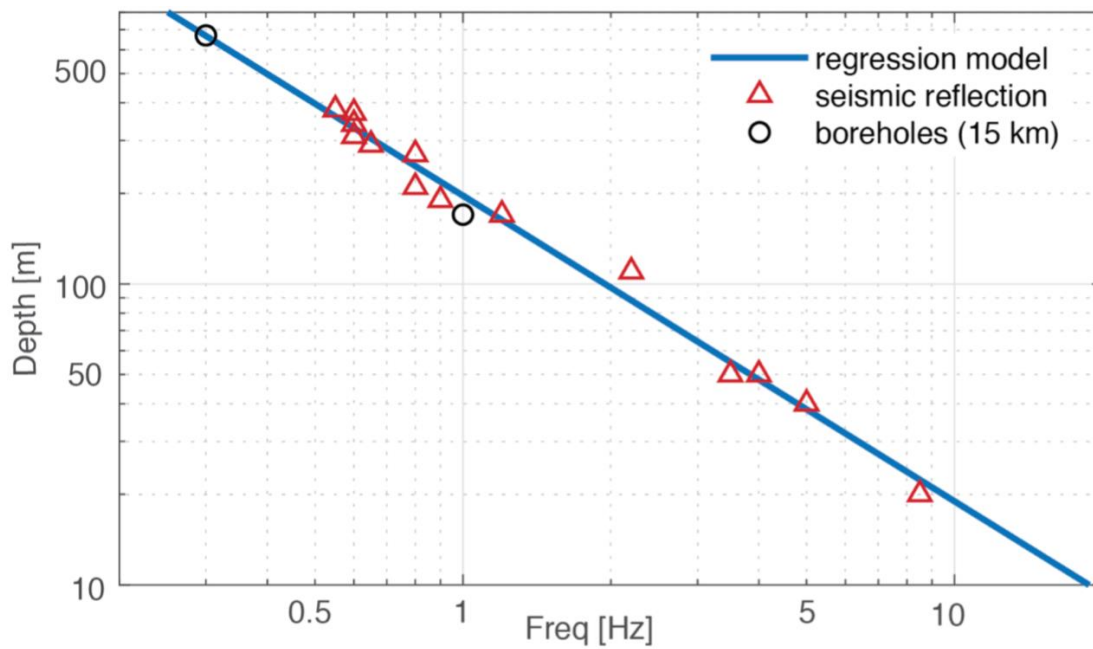
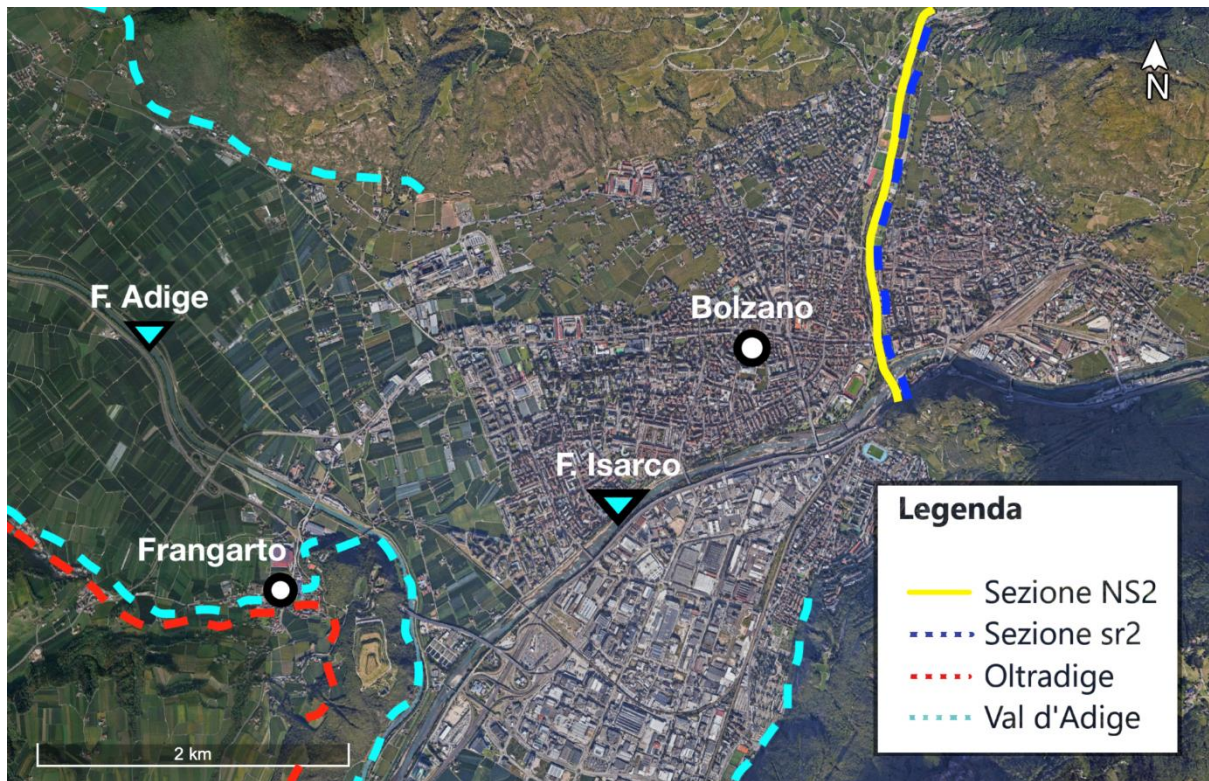


Figura 38: modello di conversione delle frequenze di risonanza in profondità utilizzato in questo studio, stimato da Sgattoni & Castellaro (2020), correlando frequenze di risonanza misurate lungo la linea NS2 e corrispondenti valori di profondità del bedrock stimati dalla linea sismica sr2. I triangoli rappresentano i 16 valori di vincolo utilizzati. In blu è raffigurato il modello della legge di potenza dell'equazione (13). I cerchi rappresentano due pozzi di esplorazione situati lungo la val d'Adige, a diversi km di distanza.

Pertanto, partendo dalle sezioni nel dominio delle frequenze (mostrate nel precedente capitolo in Figura 29), le frequenze di risonanza misurate relative al bedrock (f_0) sono state convertite in valori di profondità (H) attraverso la seguente legge di potenza:

$$H = 190 \cdot f_0^{-1.1} \quad (13)$$

La scelta di utilizzare un modello non calibrato su dati acquisiti all'interno dell'Oltradige deriva dalla mancanza di dati profondi (stratigrafici o di V_s) all'interno dell'Oltradige e rappresenta una fonte di incertezza del modello di profondità del bedrock, discussa di seguito.

Questo ha permesso di convertire le sezioni H/V descritte nel capitolo precedente dal dominio delle frequenze al dominio delle profondità, ricostruendo in questo modo la morfologia del substrato roccioso al di sotto delle coperture sedimentarie. In Figura 39 e Figura 40 sono mostrate 4 sezioni di esempio. Oltre alle due sezioni analizzate nel capitolo precedente (N-S 5 e E-W 6), ne sono state riportate altre due: la N-S 4 e la E-W 5 (si rimanda alla Figura 24 e Figura 25 per la localizzazione in mappa). Tutte le restanti sezioni sono riportate in Appendice B. La superficie corrispondente al bedrock può essere individuata seguendo le zone colorate in giallo, corrispondenti ai massimi dei picchi delle curve H/V. Poiché le quote medie del piano campagna nell'area di studio variano di alcune centinaia di metri, le sezioni sono mostrate in termini di quote s.l.m.. Le sezioni ad orientazione N-S (Figura 39) sono state realizzate con lo scopo principale di indagare la zona a cavallo tra le due valli, mentre quelle orientate in direzione E-W (Figura 40) mostrano con maggior dettaglio la morfologia del bedrock dell'area di studio. Quest'ultimo, in val d'Adige, raggiunge la sua massima profondità intorno ai 700 m al di sotto del piano campagna, passando a quote progressivamente più superficiali andando verso sud, dove incontra l'Oltradige (i valori di profondità prossimi all'intersezione delle valli si aggirano intorno ai 200-250 m al di sotto della superficie). Per quanto riguarda invece le sezioni ad orientamento E-W, esse attraversano trasversalmente la valle dell'Oltradige, andando da ovest verso est. Da questi profili, è visibile come la valle sepolta sembra essere asimmetrica, con l'asse di massima profondità spostato verso est (dove le massime profondità dal piano campagna sono pari a circa 500 m). Spostandosi verso le estremità della valle, si verifica una progressiva risalita in superficie del bedrock, fino ad arrivare a valori di profondità circa pari a 150 m dalla superficie per l'estremità est e a poche decine di metri per la parte ovest.

4.1.1. Confronto tra dati sismici e gravimetrici

Una volta effettuato il passaggio al dominio della profondità ed osservato l'andamento del bedrock al di sotto delle due valli, è possibile effettuare un confronto fra le sezioni ricostruite con i soli dati sismici e le anomalie gravimetriche. Analizzando la sezione sismica N-S 5 con quella gravimetrica N-S (Figura 39), si nota come la morfologia del bedrock ipotizzabile dalla sola osservazione dei dati sismici è confermata anche da quelli gravimetrici, dove l'anomalia negativa massima raggiunta corrisponde alla zona centrale della valle dell'Adige (-5 mGal). Entrando nella zona dell'Oltradige, l'escursione dei valori delle anomalie di Bouguer è pressoché stabile, poiché la sezione N-S, in questa valle, percorre l'asse di massima profondità del substrato roccioso, mentre la val d'Adige è stata attraversata trasversalmente e quindi i valori variano notevolmente.

Il confronto fra la sezione sismica E-W 6 e quella gravimetrica E-W (Figura 40), anche in questo caso, mostra affinità con i dati sismici, delineando una morfologia sepolta asimmetrica, con l'asse di maggiore profondità decentrato verso est (a circa 3 km dal punto di misura più ad ovest della sezione stessa), dove l'anomalia di Bouguer raggiunge il minimo a circa -4.5 mGal. La morfologia asimmetrica è caratterizzata da una maggior pendenza del versante est della valle.

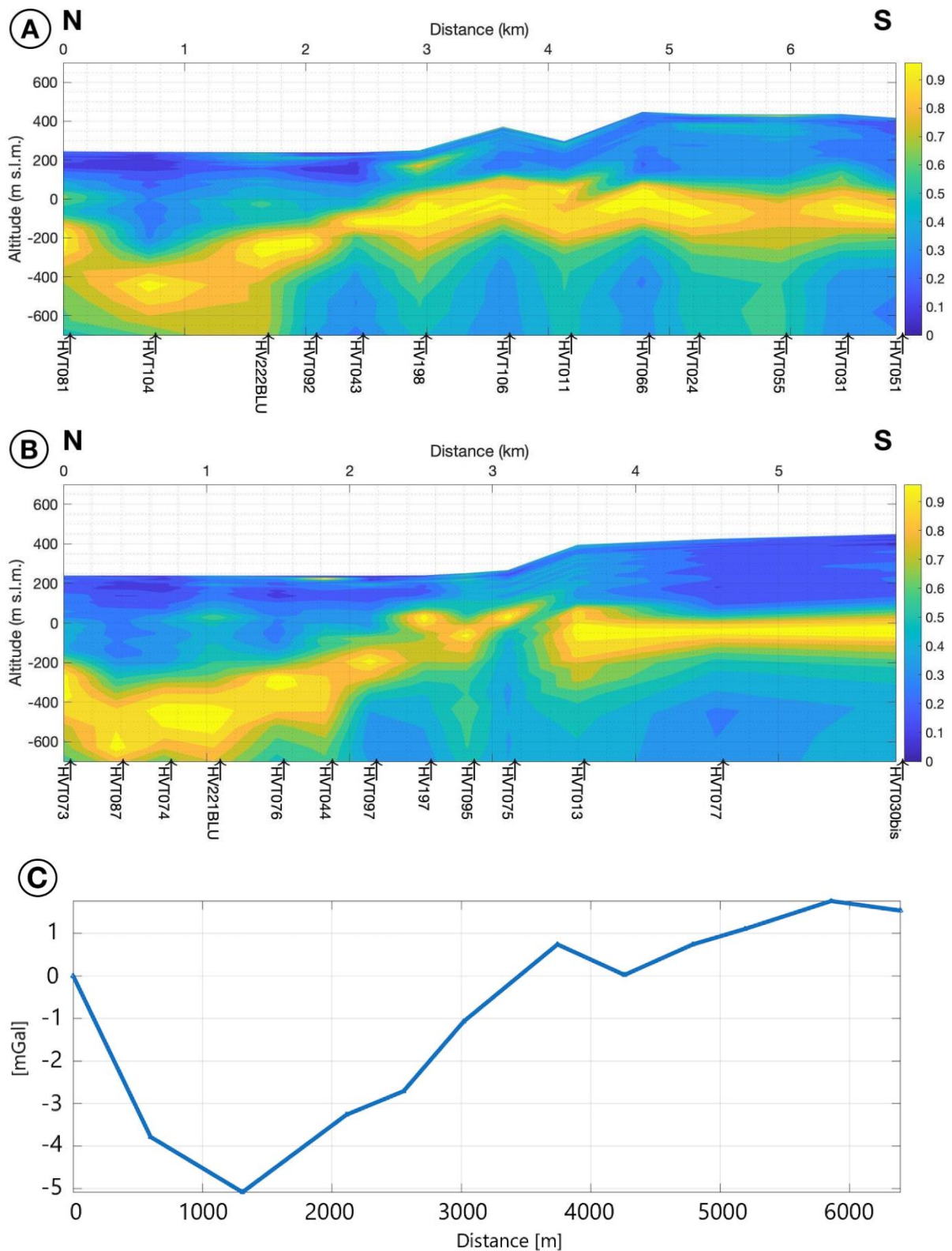


Figura 39: grafici a contour che mostrano l'interpolazione delle curve H/V, con le frequenze convertite in quote s.l.m. per la sezione N-S 4 (A), lunga circa 7 km e la N-S 5 (B), lunga 6 km. Ogni curva H/V è stata normalizzata e la scala di colori, che rappresenta l'ampiezza del rapporto H/V, va da 0 (blu) a 1 (giallo). (C): sezione gravimetrica N-S (corrispondente all'anomalia di Bouguer ottenuta con correzione topografica a 30 km, in Figura 37).

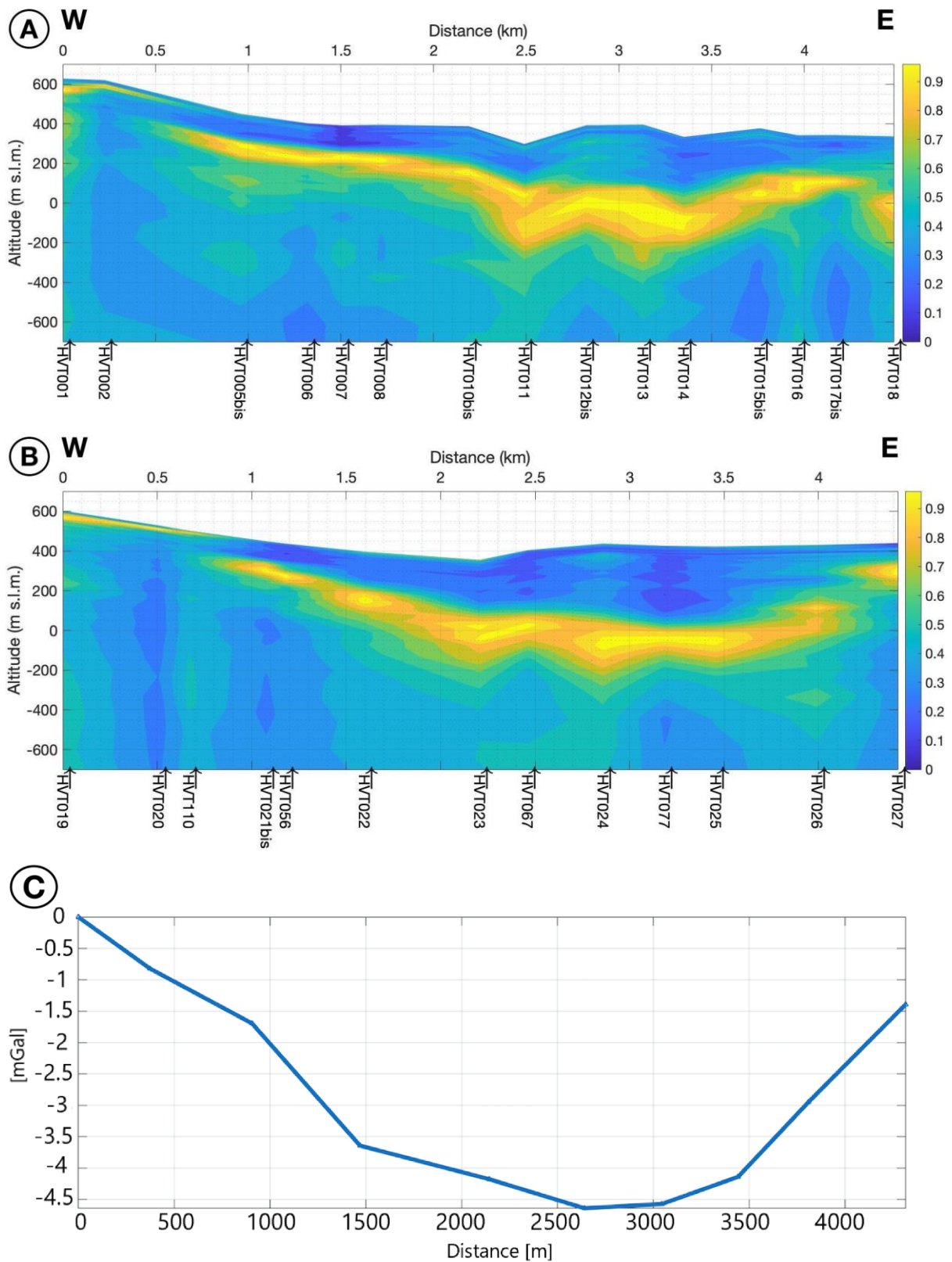


Figura 40: grafici a contour che mostrano l'interpolazione delle curve H/V, con le frequenze convertite in quote s.l.m. per la sezione E-W 5 (A), lunga circa 5 km e la E-W 6 (B), della stessa lunghezza. Ogni curva H/V è stata normalizzata e la scala di colori, che rappresenta l'ampiezza del rapporto H/V, va da 0 (blu) a 1 (giallo). (C): sezione gravimetrica E-W (corrispondente all'anomalia di Bouguer ottenuta con la correzione topografica a 30 km, in Figura 37).

4.1.2. Confronto fra i pozzi e i dati sismici

Come accennato nel Capitolo I, tra i dati pregressi sono disponibili alcune schede tecniche di pozzi effettuati nell'area di studio negli ultimi 30 anni. Le misure di sismica passiva a stazione singola effettuate nei pressi di questi ultimi hanno permesso un confronto tra il dato geologico diretto e quello geofisico indiretto; ciò può essere utile allo scopo di verificare la validità del modello di V_s utilizzato.

La misura HVT054 è stata effettuata nei pressi del pozzo 1801; quest'ultimo, essendo collocato a bordo valle (Figura 19) intercetta il substrato roccioso a 17 m sotto il piano campagna. Questo dato si correla bene con i risultati della misura realizzata nelle immediate vicinanze, che mostra un picco tra 6.8 e 8 Hz (Figura 41), che, sulla base dell'equazione (13), corrisponde ad una profondità del riflettore di circa 20 m.

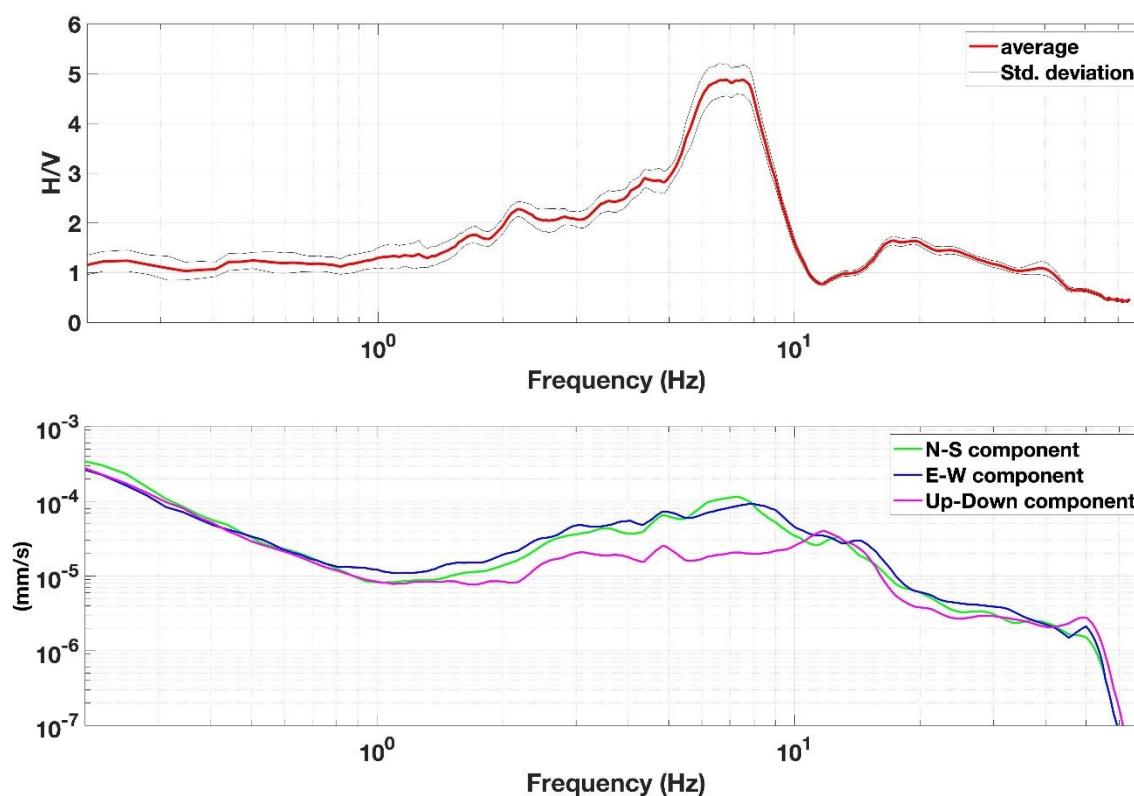


Figura 41: misura HVT054 effettuata in prossimità del pozzo 1801 (che intercetta la roccia a 17 m dal piano campagna, scheda tecnica consultabile in Appendice C). In alto: curva H/V (rosso) e deviazione standard (nero), con un picco stratigrafico tra 6.8 e 8 Hz. In basso: grafico delle componenti spettrali, che conferma la natura stratigrafica del picco.

Il pozzo 1907 (Figura 19), nonostante non arrivi ad intercettare il bedrock, mostra un'interessante affinità con il dato geofisico ottenuto dalla misura HVT056 (Figura 42). Tale pozzo alla profondità di 117 m dal piano campagna intercetta un livello ghiaioso, posto sotto 75 m di terreno fine (prevalentemente argilloso). La misura HVT056, realizzata a pochi metri dal pozzo, mostra due picchi coalescenti (che sembrano corrispondere a due minimi locali nella componente spettrale orizzontale del moto) a frequenze di circa 1.1 e 1.6 Hz. Secondo l'equazione (13), tali frequenze corrisponderebbero a valori di profondità pari a circa 170 e 110 m. Questo potrebbe indicare una correlazione tra il picco a 1.6 Hz e la profondità delle ghiaie intercettate dal pozzo, mentre il picco più profondo può essere legato al bedrock, non intercettato dal pozzo. Anche in questo caso, quindi, sembra esserci una correlazione fra il dato diretto e quello indiretto.

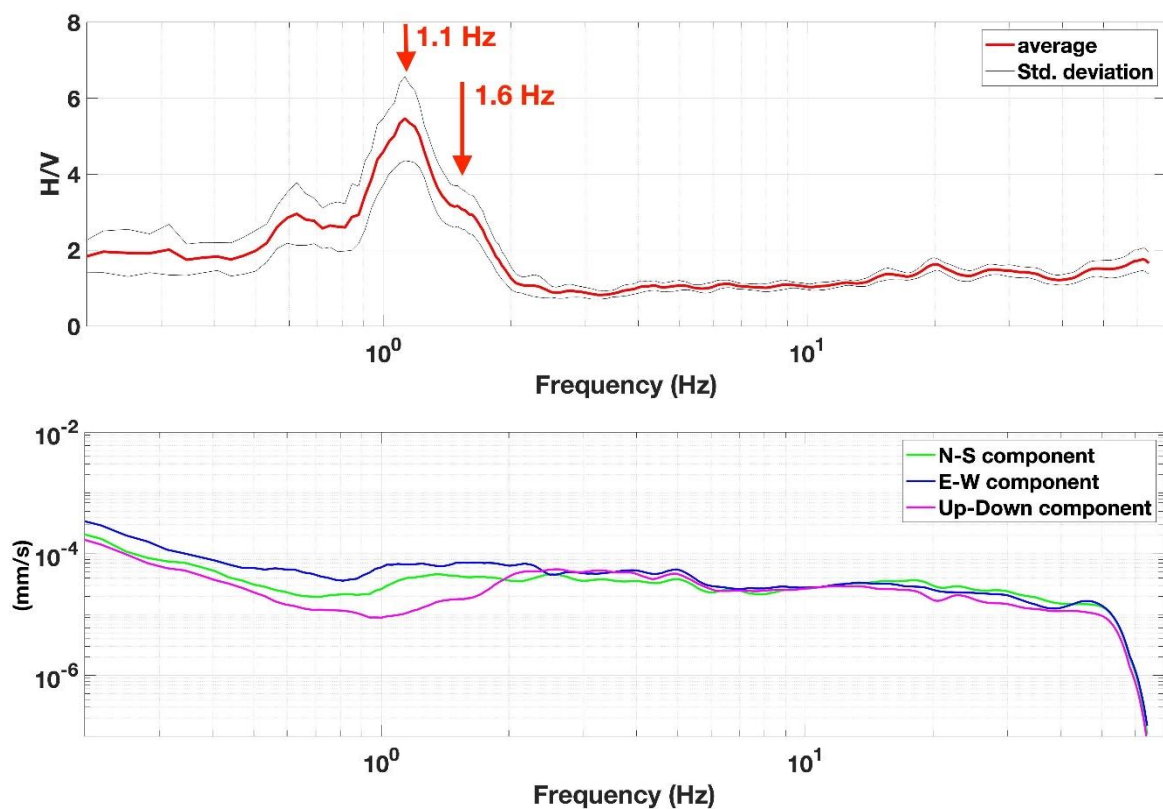


Figura 42: misura HVT056, effettuata in prossimità del pozzo 1907 (scheda tecnica consultabile in Appendice C). In alto: curva H/V (rosso) e deviazione standard (nero), con due picchi stratigrafici (ad 1.1 e 1.6 Hz). In basso: grafico delle componenti spettrali, che ne confermano la natura stratigrafica.

Un altro pozzo che ha intercettato il bedrock è il 5702 (Figura 19), in prossimità del quale è stata effettuata la misura HV150 (Figura 43). Esso si colloca nella zona di intersezione tra le

due valli ed intercetta il substrato a 65 m di profondità dal piano campagna. La curva H/V mostra un picco a 1.5 Hz, che dovrebbe corrispondere a un riflettore posto a circa 120 m di profondità. La scarsa correlazione tra la misura diretta e quella indiretta potrebbe essere dovuta a problemi di interpretazione del dato sismico o a interpretazioni non corrette in fase di realizzazione del log di pozzo. La misura H/V non presenta un picco chiaro come quelli mostrati in precedenza: per essere coincidente col dato geologico del pozzo, la registrazione HV150 dovrebbe avere un picco intorno a 2.6 Hz. La presenza di quest'ultimo, tuttavia, potrebbe essere nascosta dalla coalescenza con picchi a frequenza minore, e quindi poco visibile. In alternativa, lo strato a 65 m di profondità potrebbe essere stato erroneamente segnalato come roccia (evento non infrequente in contesti con depositi sedimentari molto cementati) oppure la roccia segnalata nel pozzo potrebbe essere, come capita spesso in questi contesti, di scarsa competenza, causando quindi un contrasto d'impedenza minore rispetto a quello che potrebbe provocare una roccia più rigida (che potrebbe essere collocata più in basso nella stratigrafia e, quindi, coincidere con il dato geofisico osservato).

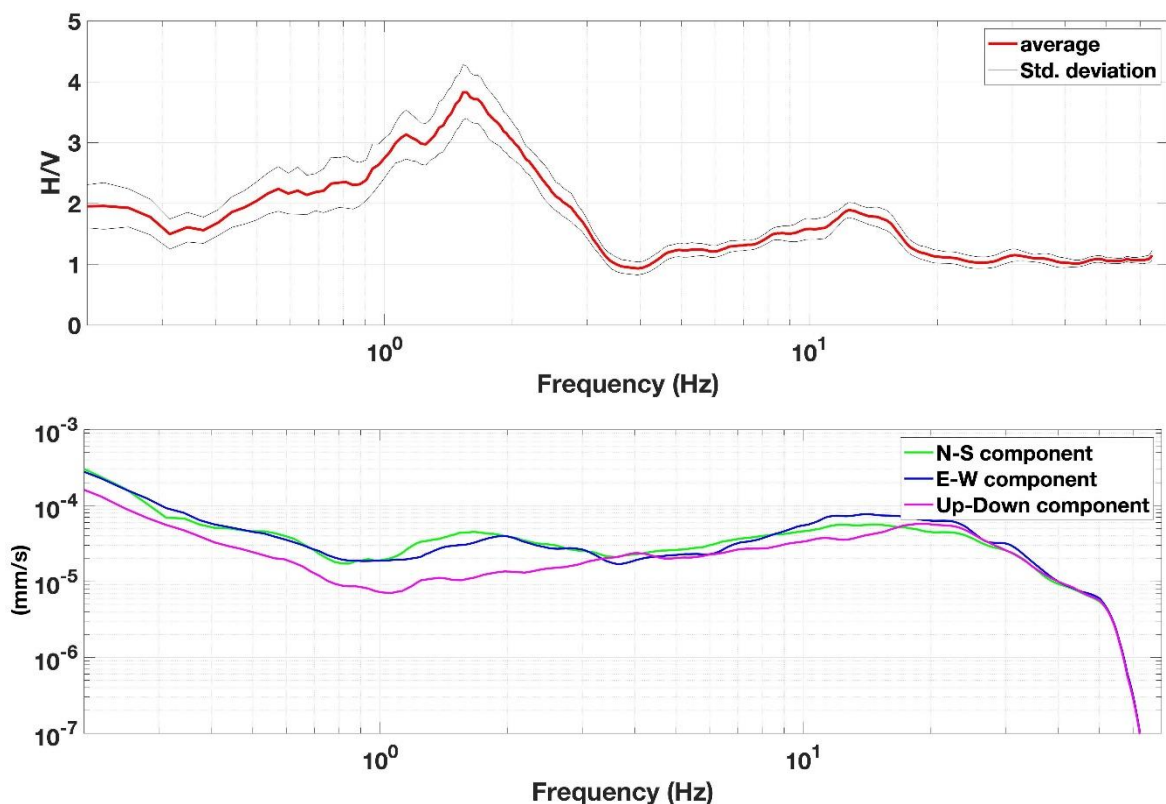


Figura 43: misura HV150, effettuata in prossimità del pozzo 5702 (scheda tecnica consultabile in Appendice C). In alto: curva H/V (rosso) e deviazione standard (nero), con un picco stratigrafico intorno a 1.5 Hz. In basso: grafico delle componenti spettrali che conferma la natura stratigrafica di quest'ultimo.

Il pozzo 5050 (Figura 19) intercetta il bedrock alla profondità di 41 m dalla superficie. In questo caso, la misura HV149 (Figura 44), effettuata nei pressi del pozzo, indicherebbe un substrato roccioso molto più profondo (intorno a 150 m). Anche qui, in primo luogo, sembra non esserci congruenza fra i due dati. Osservando la scheda tecnica del pozzo, tuttavia, è possibile notare che la roccia segnalata a 41 m viene descritta come “porfido da poco a fortemente fratturato”. Come osservato per il pozzo 5702, ciò potrebbe causare un contrasto d’impedenza di minore entità rispetto a quello atteso al passaggio dai sedimenti al bedrock, non visibile nella curva H/V. Un’altra spiegazione potrebbe essere data dal fatto che i primi 16 m del log stratigrafico sono caratterizzati da materiale estremamente fine con presenza di torbe, materiali a cui possono essere associati valori di V_s molto bassi (anche minori di 100 m/s) che il modello di velocità utilizzato non prevede. Un locale abbassamento dei valori di V_s rispetto al modello medio adottato in tutta l’area, determinerebbe una diminuzione della profondità del bedrock compatibile con le osservazioni stratigrafiche del pozzo.

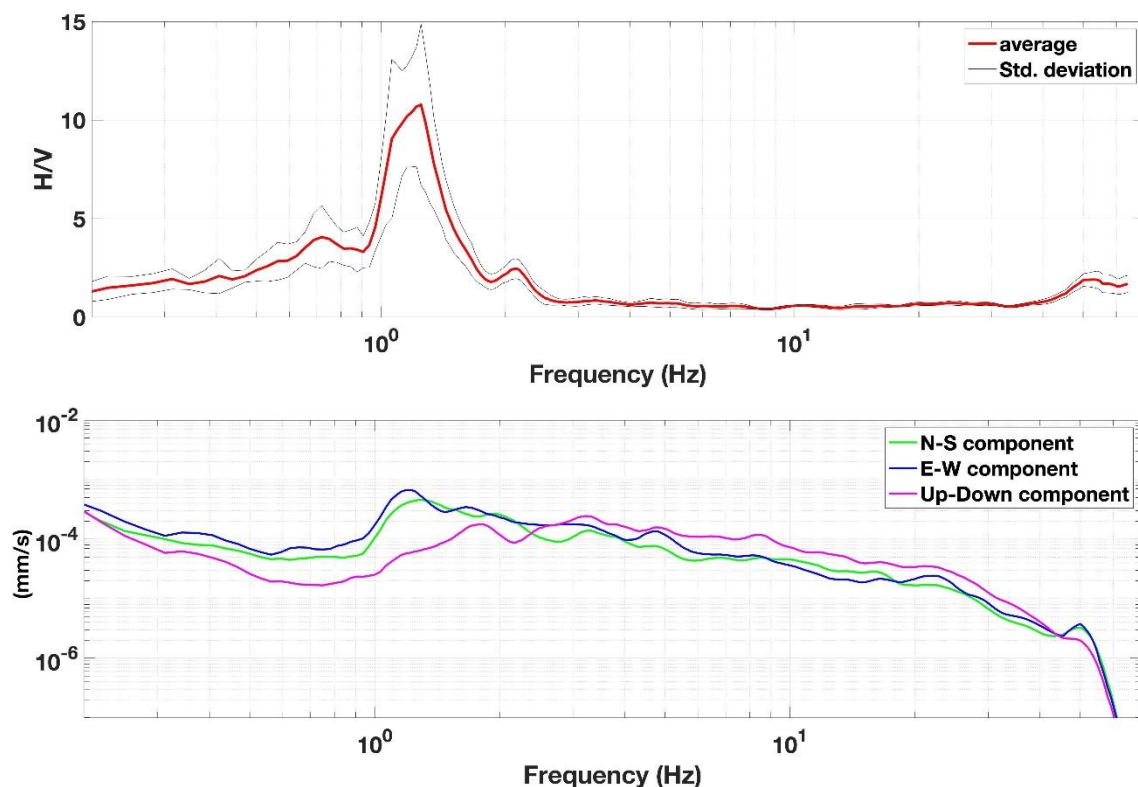


Figura 44: misura HV149, effettuata in prossimità del pozzo 5050 (scheda tecnica consultabile in Appendice C). In alto: curva H/V (rosso) e deviazione standard (nero), con un picco stratigrafico intorno a 1.25 Hz. In basso: grafico delle componenti spettrali che ne conferma la natura stratigrafica.

4.2. Modello 3D

Una volta convertite le frequenze in profondità ed analizzate le sezioni in due dimensioni, per comprendere meglio la morfologia del bedrock, è stato realizzato un modello 3D interpolando tutti i dati sismici puntuali a disposizione, creando due mappe a contour che mostrano in un caso la profondità dal piano campagna e nell'altro le quote s.l.m. (Figura 45). In Figura 46 è mostrata inoltre una vista 3D del modello ottenuto.

Per creare il modello sono state utilizzate tutte le misure di microtremore a disposizione (Figura 19) e l'interpolazione è stata calcolata considerando anche dei punti di vincolo del bordo valle dove il substrato roccioso affiora.

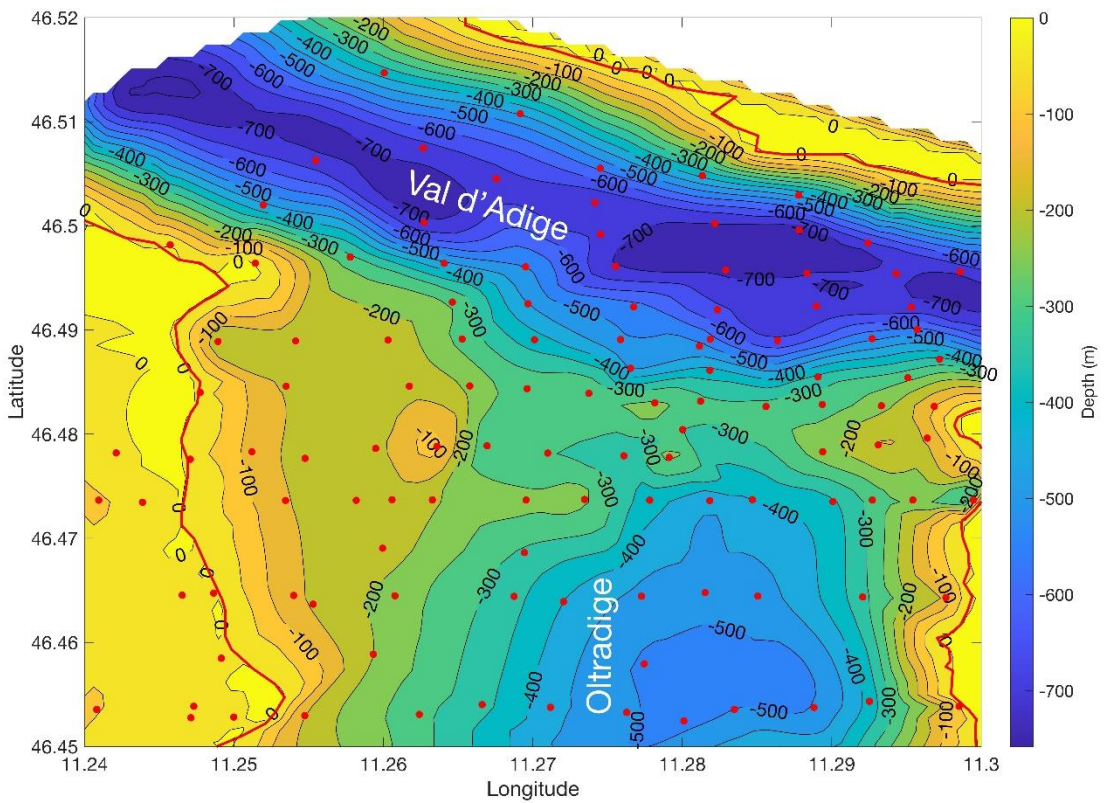
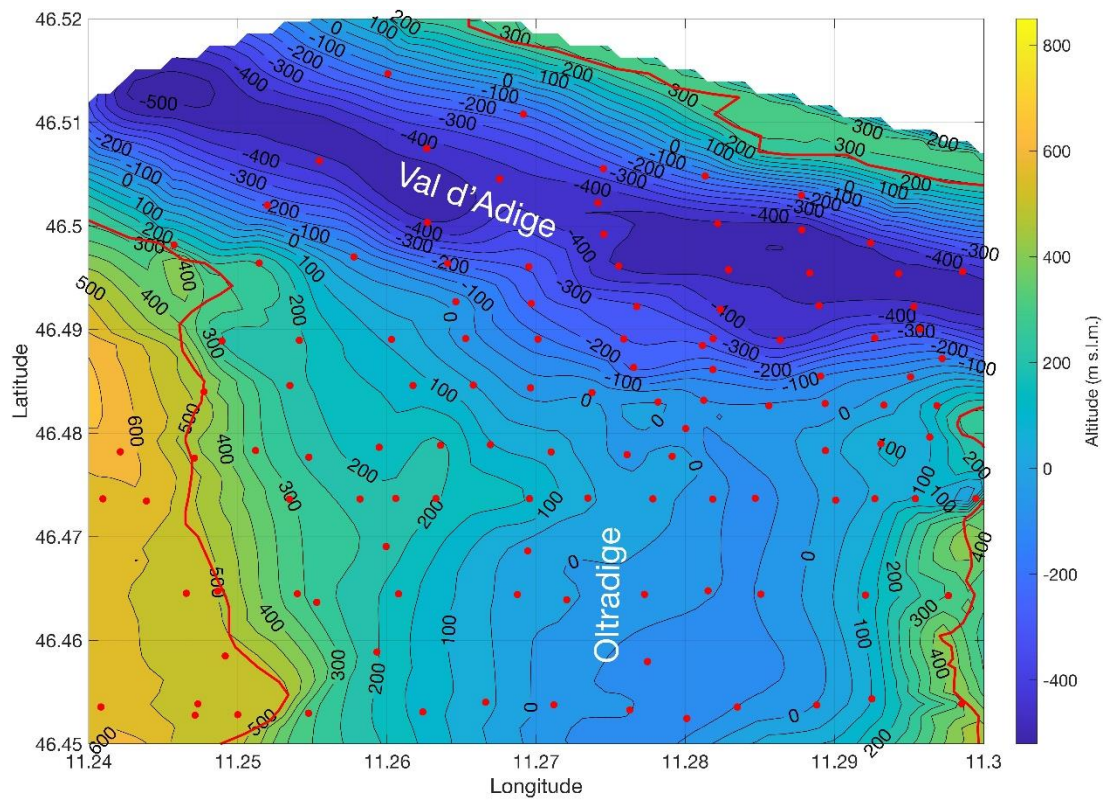


Figura 45: grafici a contour del modello 3D del substrato roccioso ottenuto mediante l'interpolazione di tutti i dati ottenuti dalle misurazioni sismiche effettuate (indicate con i punti rossi). Le isobate mostrano la morfologia del bedrock nella val d'Adige e nell'Oltradige, mentre la linea rossa continua segna il bordo valle. Nel grafico in alto i valori di quota del bedrock sono espressi in m s.l.m., mentre in basso sono rappresentate le profondità rispetto al piano campagna.

Le Figura 45 permette uno sguardo d'insieme della morfologia del bedrock. La depressione a nord, orientata in direzione WNW-ESE, rappresenta la morfologia del bedrock sepolto dai sedimenti della valle dell'Adige, mentre quella più a sud indica il bedrock relativo all'Oltradige. Risulta pertanto netta la differenza di profondità fra una valle e l'altra (come indicato dalle isobate), con il bedrock al di sotto della val d'Adige caratterizzato dal suo punto più profondo a quota -450 m s.l.m. (700 m di profondità dal piano campagna), mentre lo spessore massimo dei sedimenti che riempiono la valle dell'Oltradige è pari a 500 m, corrispondenti alla quota di - 50 m s.l.m. La superficie del bedrock è quindi caratterizzata da un dislivello di circa 400 m tra la valle dell'Adige (più profonda) e l'Oltradige.

Altra informazione morfologica visibile, è la forma della valle sepolta (Figura 46): l'Oltradige presenta un profilo longitudinale con approfondimento graduale verso sud ed un profilo trasversale tendenzialmente a V con fondo ampio e pendenze di entrambi i versanti non particolarmente elevate, con quello orientale più ripido rispetto a quello occidentale. Di contro l'andamento del bedrock al di sotto della val d'Adige suggerisce pendenze molto più accentuate dei versanti.

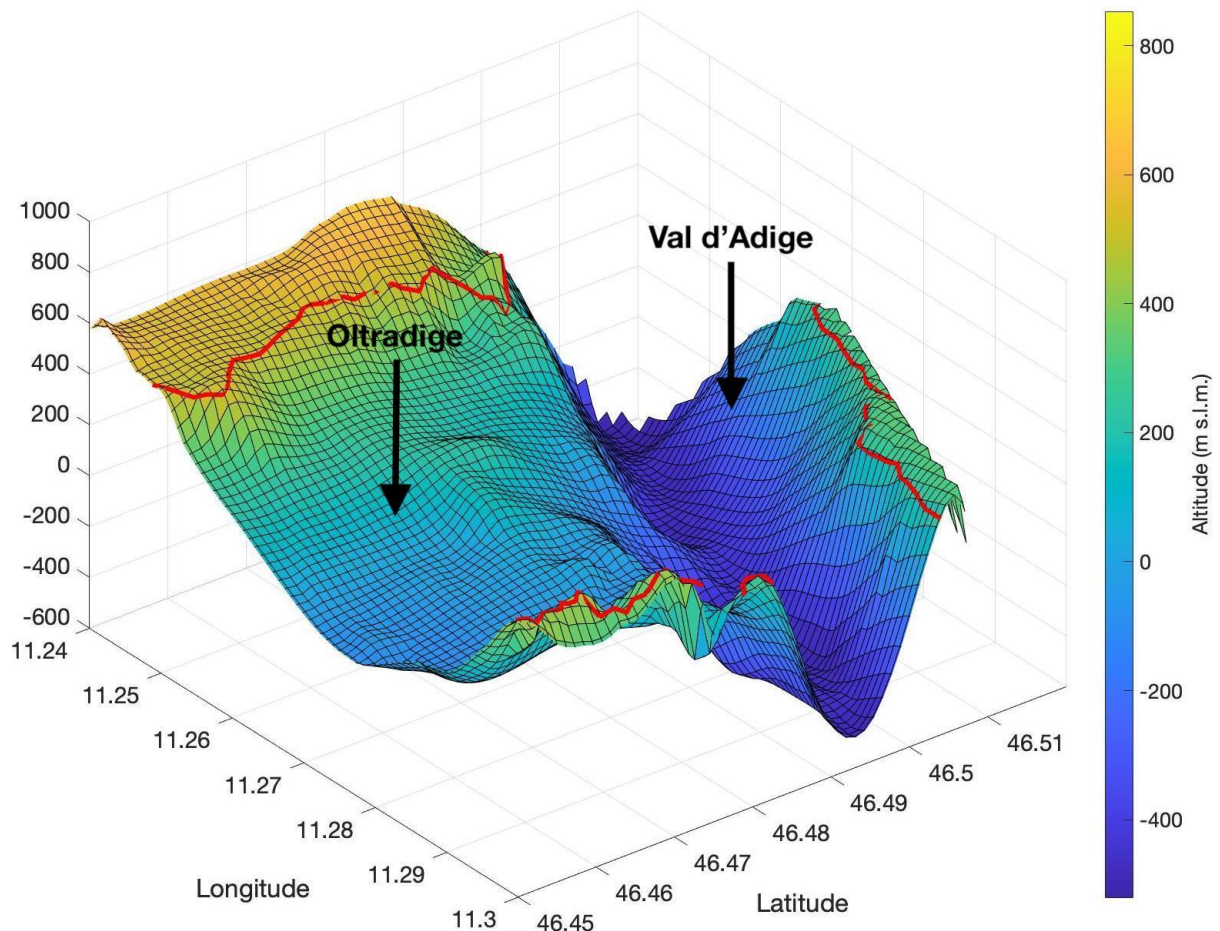


Figura 46: modello 3D del substrato roccioso al di sotto dell'Oltradige (a sinistra) e della val d'Adige (a destra). La linea rossa segna il bordo valle.

4.3. Implicazioni geologiche

Come anticipato nel Capitolo I, l'obiettivo principale del lavoro è quello di indagare la profondità del substrato roccioso sepolto al di sotto dei sedimenti che formano la sella dell'Oltradige e comprendere la profondità relativa fra la valle dell'Oltradige e l'attuale valle del fiume Adige. Ciò è importante al fine della comprensione dell'evoluzione geologica e geomorfologica recente dell'area, di cui Castiglioni & Trevisan (1973) hanno proposto una versione: la valle dell'Oltradige è stata la valle principale del fiume Adige fino a 20.000 anni fa (epoca pre-LGM), per poi cambiare direzione ed intraprendere il percorso attuale (Figura 1). Perché ciò sia possibile, la valle dell'Oltradige dovrebbe essere caratterizzata da una profondità del bedrock analoga o superiore a quella dell'attuale val d'Adige.

I dati geofisici appena discussi mostrano invece che mentre la profondità del bedrock al di sotto della val d'Adige si attesta alla quota di circa -450 m s.l.m. (700 m al di sotto del piano campagna), il bedrock al di sotto della valle dell'Oltradige è collocato a profondità massime stimate attorno a 500 m dalla superficie topografica, corrispondenti a quote di circa -50 m s.l.m. lungo l'asse di massimo approfondimento. L'Oltradige, dunque, si presenta come una valle sospesa (almeno per quanto riguarda il suo innesto settentrionale) sull'attuale val d'Adige, con un dislivello di circa 400 m.

Come già anticipato, l'incertezza sulle profondità stimate del bedrock dell'area dell'Oltradige è dovuta principalmente all'incertezza sul modello di velocità adottato, poiché il riempimento quaternario dell'Oltradige potrebbe essere costituito da sedimenti in parte diversi (più grossolani e con maggior grado di cementazione) rispetto a quelli che costituiscono il riempimento della conca di Bolzano dove è stato stimato il modello di velocità.

Questo potrebbe causare una sottostima dei valori di V_s e, di conseguenza, una sottostima della profondità del bedrock. Tuttavia, il dislivello di 400 m osservato tra la base della valle dell'Adige e quella dell'Oltradige, difficilmente potrebbe essere spiegato soltanto da una sottostima del modello di V_s . Inoltre, l'anomalia gravimetria negativa della val d'Adige rispetto all'Oltradige sembra confermare la presenza di un maggior spessore di sedimenti. Questa osservazione sembra quindi rendere la ricostruzione di Castiglioni & Trevisan (1973) poco probabile e delinea invece l'attuale valle dell'Adige come la valle di scorrimento principale del fiume Adige già da tempi molto antichi. Oltretutto, secondo le indagini geofisiche di Sgattoni & Castellaro (2020), in corrispondenza dell'ipotetico setto roccioso

ipotizzato da Castiglioni & Trevisan come prolungamento verso nord del rilievo del monte di Mezzo (che doveva rappresentare il bordo orientale della valle dell'Oltradige quando era attiva), la profondità del substrato della val d'Adige oggi si attesta intorno a 600-700 m dalla superficie, profondità non raggiungibile dall'escavazione fluviale nell'arco degli ultimi 20.000. Alla luce di questo, un'ipotesi è che il fiume Adige possa aver percorso la valle dell'Oltradige soltanto in tempi molto antichi e che questa sia stata abbandonata prima della massima escavazione presente al disotto della val d'Adige attuale. Risulterebbe infatti impossibile immaginare uno scorrimento principale del fiume Adige nell'Oltradige dopo il massimo approfondimento, mantenendo le differenze di quota del bedrock osservate tra le due valli. Questo implicherebbe un abbandono già nel Messiniano, età nella quale si presume sia avvenuta la massima escavazione delle principali valli Alpine e quindi anche della Val d'Adige (Bargossi et al., 2010).

Un'altra alternativa, ritenuta tuttavia meno probabile, è che la valle dell'Oltradige si sia formata in tempi più recenti. Il fiume Adige potrebbe aver percorso da sempre la attuale val d'Adige e solo in una fase successiva al Messiniano potrebbe essere stato costretto a deviare il suo percorso per via di un qualche sbarramento (forse di origine glaciale) della valle principale, andando così a formare la valle dell'Oltradige. Ovviamente queste ipotesi riguardano la prima formazione del solco vallivo conformato sul bedrock. Altro discorso riguarda la possibilità che in epoca molto più recente (durante il Pleistocene ad esempio) il corso dell'Adige possa aver percorso la valle dell'Oltradige (anche a più riprese) a livelli geometrici ben più alti rispetto al bedrock quando scorreva all'interno del suo riempimento alluvionale.

Va inoltre ricordato che l'abbandono della valle dell'Oltradige, e l'evoluzione geologico-geomorfologica dell'area in generale, possono essere stati fortemente condizionati dai movimenti tettonici che hanno sicuramente giocato un ruolo importante nella conformazione delle valli alpine, considerato il contesto strutturale di catena orogenica attiva ed il lasso di tempo geologico coinvolto.

Oltre alle considerazioni sulla profondità relativa fra le valli, si possono osservare altre caratteristiche morfologiche del modello 3D ottenuto. Ad esempio, si può osservare una lieve morfologia a sella in corrispondenza dell'intersezione tra le due valli (Figura 45 e Figura 46). Le spiegazioni che possono giustificare una forma simile sono molteplici: attività fluviale e dinamiche di versante successive all'abbandono fluviale principale all'interno dell'Oltradige, escavazione glaciale o movimenti tettonici. Va comunque precisato che questa forma potrebbe anche essere un artefatto frutto dell'incertezza del modello di V_S utilizzato. La presenza di orizzonti più compatti e cementati in corrispondenza del punto d'incontro fra le due valli

potrebbe indurre un aumento locale di V_s rispetto al modello medio adottato, che determina una sottostima della profondità del bedrock. D'altronde, i pozzi di tutta l'area di studio suggeriscono l'abbondante presenza in profondità di litologie grossolane (da ghiaie a conglomerati in parte cementati).

CONCLUSIONI

La ricostruzione dell'evoluzione geologica che ha portato all'escavazione del tratto della attuale val d'Adige all'altezza della conca di Bolzano e della valle inattiva dell'Oltradige, che si sviluppa parallelamente alla val d'Adige a sud di Bolzano, è fino ad ora stata basata principalmente su informazioni geologiche e geomorfologiche di superficie. Informazioni stratigrafiche profonde erano disponibili solo per due sezioni della val d'Adige tra Bolzano e Merano e attestavano la massima escavazione del substrato roccioso a -450 m s.l.m.. Secondo l'ipotesi evolutiva proposta da autori precedenti per quest'area (Castiglioni & Trevisan, 1973), la valle dell'Oltradige avrebbe rappresentato la principale valle attraversata dal fiume Adige fino all'ultimo massimo glaciale, quando il corso del fiume avrebbe deviato entrando nella conca di Bolzano e percorrendo da qui il tratto della attuale val d'Adige a sud di Bolzano. In questo quadro, la profondità di escavazione del substrato roccioso dell'Oltradige dovrebbe essere paragonabile o maggiore di quello della val d'Adige. Per verificare tale ipotesi, questo lavoro si è proposto di ricostruire la morfologia del bedrock sepolto dai sedimenti dell'Oltradige, con il fine principale di indagare la profondità relativa tra la valle dell'Oltradige e il tratto adiacente di val d'Adige.

A tale scopo, sono state organizzate quattro campagne di raccolta dati per coprire il tratto settentrionale dell'Oltradige e tutta l'area di intersezione tra Oltradige e val d'Adige, effettuando misurazioni di sismica passiva e microgravimetria. Le prime, organizzate in sezioni ad orientamento N-S ed E-W, hanno permesso di raccogliere informazioni riguardo le frequenze di risonanza delle coperture sedimentarie poste al di sopra del substrato roccioso, per poi convertire i valori di frequenza in profondità (con opportune assunzioni sul modello di V_s delle coperture sedimentario) e confrontare le sezioni ottenute con le anomalie di gravità. Al fine di verificare la validità del modello di V_s utilizzato, è stato eseguito un confronto tra le profondità stimate e le informazioni geologiche pregresse sulla profondità del substrato, disponibili solo presso quattro sondaggi localizzati a bordo valle. Tale confronto ha mostrato in due casi un buon accordo tra il dato geofisico e quello stratigrafico e in altri due casi una scarsa correlazione, che potrebbe essere spiegata da locali variazioni del modello di V_s in prossimità della superficie.

È stato quindi realizzato un modello 3D interpolando tutti i dati sismici puntuali a disposizione, creando due mappe a contour che mostrano in un caso la profondità del substrato dal piano campagna e nell'altro le quote s.l.m..

Nonostante le incertezze legate al modello di velocità adottato, le indagini svolte hanno messo in luce i seguenti punti salienti:

- la profondità del bedrock al di sotto della val d'Adige si attesta alla quota minima di circa -450 m s.l.m., in questo confermando i dati dei sondaggi profondi esistenti;
- il bedrock al di sotto della valle dell'Oltradige è collocato a quote di circa -50 m s.l.m. lungo l'asse di massimo approfondimento. L'Oltradige, dunque, si presenta come una valle sospesa sull'attuale val d'Adige, con un dislivello di circa 400 m.
- La stessa geometria è osservata anche nell'anomalia di Bouguer calcolata su un profilo N-S che attraversa entrambe le valli ed è caratterizzata da un minimo di gravità in corrispondenza del centro della val d'Adige.

Dal punto di vista morfologico, l'andamento del bedrock sotto l'Oltradige suggerisce una valle asimmetrica profonda circa 500 m dal piano campagna lungo un asse centrale N-S di massimo approfondimento, localizzato a poco più di 3 km dal versante ovest. Tale geometria è osservata sia nel modello ottenuto dalle misure sismiche sia nell'anomalia di Bouguer acquisita lungo una E-W della valle.

In conclusione, i risultati ottenuti da questo lavoro sembrano rendere la ricostruzione degli autori precedenti poco probabile, delineando l'attuale valle dell'Adige come la valle di scorrimento principale del fiume Adige già da tempi molto antichi, con la valle dell'Oltradige che presenta importanza e approfondimenti decisamente ridotti e quindi potrebbe essere stata abbandonata prima della crisi di salinità legata al Messiniano, quando è presumibilmente avvenuta l'escavazione principale della val d'Adige. Questo elaborato non ha tuttavia indagato altri fattori geologici che possono aver caratterizzato la storia evolutiva della valle, in primis i movimenti tettonici, che potrebbero aver influito sia sulla nascita che sull'abbandono della valle dell'Oltradige.

La ricostruzione stratigrafica presentata in questo lavoro, sia per quanto riguarda la profondità del substrato roccioso che la sua morfologia, potrebbe rivelarsi importante non solo ai fini della comprensione della storia geologica della valle, ma anche per la modellazione idrogeologica al suo interno. La ricostruzione della profondità del substrato roccioso è inoltre un dato di fondamentale importanza per gli eventuali studi di microzonazione sismica dell'area.

Ringraziamenti

In primis, ringrazio la Professoressa Silvia Castellaro per la fiducia datami, per i suoi indispensabili consigli, per le conoscenze trasmesse durante la stesura della tesi e per aver messo a disposizione gli strumenti utilizzati per le indagini.

Ringrazio la Dr.ssa Giulia Sgattoni per l'immensa pazienza, la disponibilità, il sostegno morale, la costanza con cui mi ha seguito durante tutto il percorso e la prontezza nel fornirmi i consigli necessari.

Ringrazio il Dr. Geol. Corrado Morelli, dell'ufficio Geologia della Provincia Autonoma di Bolzano, per le informazioni geologiche di dettaglio dell'area indagata e per il suoi indispensabili pareri.

Un grande ringraziamento va alla mia famiglia per il supporto e sostegno dato durante questi anni di studio.

Dulcis in fundo, ringrazio i miei compagni di vita, i compagni di studio, i coinquilini sempre al mio fianco, volente o nolente.

Bibliografia

AA.VV. (2007) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia., APAT.

AA.VV. (2010) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA.

Albarello D. & Castellaro S. (2011) - *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. Supplemento alla rivista: Ingegneria sismica. Anno XXVIII, n. 2.

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. & Puzzilli L.M. (2010) – *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake*, Boll. Geofis. Teor. Appl.

Asten M.W. (1978) - *Geological control of the three-component spectra of Rayleigh wave microseisms*. Bull. Seism. Soc. Am., **68**(6), 1623-1636.

Avanzini M., Bargossi G.M., Borsato A., Castiglioni G.B., Cucato M., Morelli C., Prosser G. & Sapelza A. (2007) – *Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia. – APAT, 184 pp.

Avanzini M., Bargossi G.M., Borsato A., Selli L., Balboni L., Bazzoli G., Campedel P., Demozzi M., Groaz O., Ferretti P., Moretti A., Passamani S., Piccin G., Piffer G., Piubelli D., Santacatarina M., Spanò M., Tomasoni R., Vallone R., Varrone D., Viganò A., Zampedri G. & Zandonai F. (2010) – *Note illustrative della carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 060 "Trento"*. Servizio Geologico d'Italia – APAT, 244 pp.

Avanzini M., Bargossi G.M., Borsato A., Cucato M., Morelli C., Picotti V., Selli L. (a cura di) (2012) – *Note illustrative della carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 043 "Mezzolombardo"*. Servizio Geologico d'Italia – ISPRA, 256 p., Land Technology & Services, Roma.

Bard P.Y. & Bouchon M. (1980a) – *The seismic response of sediment-filled valleys. Part I. The case of incident SH waves*. Bull. seism. Soc. Am., **70**, 1263–1286.

Bard P.Y. & Bouchon M. (1980b) – *The seismic response of sediment-filled valleys. Part II. The case of incident P and SV waves*. Bull. seism. Soc. Am., **70**(5), 1921–1941.

Bard P.Y. & Bouchon M. (1985) – *The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys*. Bull. seism. Soc. Am., **75**, 519–541

Bard P.Y. & The SESAME Team (2004) - *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation*. SESAME European research project, WP12, Deliverable D23.12.

Barnaba C., Marengo L., Vuan A., Palmieri F., Romanelli M., Priolo E. & Braitenberg C. (2010) – *The buried shape of an alpine valley from gravity surveys seismic and ambient noise analysis*, Geophysical Journal International, **180**, no. 2, 715-733;

Beltrão J. F., Silva J.B.C. & Costa J.C. (1991) – *Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation*, Geophysics, **56**, 80-89.

Berger J., Davis P. & Ekstrom G. (2004) - *Ambient Earth Noise: a survey of the Global Seismic Network*. J. Geophys. Res., **109**.

Bonnefoy-Claudet S., Köhler A., Cornou C., Wathelet M., and Bard P.Y. (2008) - *Effects of Love waves on microtremor H/V ratio*. Bull. Seism. Soc. Am., **98**: 288 – 300.

Cassinis G., Massari F., Neri C. & Venturini C. (1988) – *The continental Permian in the Southern Alps (Italy): a review*. Z. Geol. Wiss., **16**: 1117-1126.

Cassinis G., Avanzini M., Cortesogno L., Dallagiovanna G., Di Stefano P., Gaggero L., Gullo M., Massari F., Neri C., Ronchi A., Seno S., Vanossi M. & Venturini C. (1998) – *Synthetic Upper Paleozoic correlation charts of selected Italian areas*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 65-120.

Castellaro S. (2003) - *Grilla ver. 2.2, spectral and HVSR analysis - user's manual*. Micromed, Treviso, 47 pp.

Castellaro S. & Mulargia F. (2009a) – *The effect of velocity inversions on H/V*, Pure appl. Geophys., **166**, 567–592.

Castellaro S. & Mulargia F. (2009b) - *The effect of velocity inversions on H/V*. Pure Appl. Geophys., **166**: 567-592.

Castellaro S. & Mulargia F. (2010) – *How far from a building does the ground-motion free-field start? The cases of three famous towers and a modern building*. Bull. seism. Soc. Am., **100**, 2080–2094.

Castellaro S. & Mulargia F. (2011) – *A statistical model of the Earth's low seismic noise and its implication for seismic passive surveys*, Seism. Res. Lett.

Castellaro S. (2016) - *The complementarity of H/V and dispersion curves*. Geophysics, **81**: T323-T338.

Castiglioni G. B. & Trevisan L. (1973) – *La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. **29**, pp. 36, 1 Tav. f.t., Soc. Coop. Tip., Padova.

Chávez-García F.J., Raptakis D., Makra K. & Pitilakis K. (2000) – *Site effects at Euroseistest-II. Results from 2D numerical modelling and comparison with observations*. Soil Dyn. Earthq. Eng., **19**(1), 23–39.

Coons R. L., Woollard G.P. & Hershey G. (1967) – *Structural significance and analysis of mid-continent gravity high*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **51**, 2381-2399.

D'Alembert J. le R. (1747) – *Recherces sur la courbe que forme une corde tenduë mise en vibration*, Histoire de l'académie royale des sciences et belles lettres de Berlin, **3**, 214-219.

D'Alembert J. le R. (1747) – *Suite des recherches sur la courbe que forme une corde tenduë mise en vibration*, Histoire de l'académie royale des sciences et belles lettres de Berlin, **3**, 220-249.

D'Alembert J. le R. (1750) – *Addition au mémoire sur la courbe que forme une corde tenduë mise en vibration*, Histoire de l'académie royale des sciences et belles lettres de Berlin, **6**, 355-360.

Ebres E. (1972) – *Das Quartär des Überetsch*. Der Schlern, **46** (3): 111-119, Bolzano.

Foti S., Lai G.C., Rix J.G. & Strobbia C. (2014) - *Surface wave methods for near-surface site caratterization*. Taylor & Francis Group, LLC. London, New York, 469 pp.

Gukunski N. & Woods R.D. (1992) - *Numerical simulation of SASW test*. Soil Dyn. and Earthq. Eng., Elsevier vol. **11**(4): 213-227.

Gutenberg B. (1958) - *Microseisms*. Advan. Geophys., **5**: 53-92.

Ibs-von Seht M. & Wholenberg J. (1999) - *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seism. Soc. Am., **89**: 250-259.

Italian IGCP 203 Group (1986) – *Permian and Permian/Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys*. Field Guide Book. Field Conf. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.

Kanai K. & Tanaka T. (1961) - *On microtremors*. VIII. Bulletin of the Earthquake Research

Institute, **39**: 97-114.

Kearey P., Brooks M. & Hill I. (2002) – *An Introduction to Geophysical Exploration (3rd ed.)*, Blackwell Science Ltd.

Koller M. & The SESAME Team (2004) - *Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation*. In: 13th World conference earthquake engineering, Vancouver, August 2004, proceedings, paper # 3132.

La Fehr T. R. (1991) – *Standardization in gravity reduction*, *Geophysics*, **56**, no. 8, 1170-1178.

Lamb H. (1917) – *On Waves in an Elastic Plate*. Proceedings of the Royal Society A, **93**, 114-128.

McNamara D.E. & Buland R.P. (2004) - *Ambient noise levels in the continental United States*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**: 1517-1527.

Martin S., Prosser G. & Santini L. (1991) – *Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps*. *Annales Tectonicae*, **5**: 118-140.

Martin S., Godard G., Prosser G., Schiavo A., Bernoulli D. & Ranalli G. (1998) – *Evolution of the deep crust at the junction Australpine-Southalpine: the Tonale nappe*. *Mem. Sci. Geol.*, **50**: 3-50.

Martin S., Montesor L., Mair V., Pellegrini G.B., Avanzini M., Fellin G., Gambillara R., Tumiati S., Santuliana E., Monopoli B., Gaspari D., Sapigni M. & Surian N. (2009) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 025 "Rabbi"*. Servizio Geologico d'Italia – ISPRA, 190 pp.

Nakamura Y. (1989) - *A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the round surface*. *QR of RTRI*, **30**: 25-33.

Nogoshi M. & Igarashi T. (1970) - *On the propagation characteristics of microtremors*. J. Seism. Soc. Japan, **23**: 264-280.

Okada H. (2003) - *The microtremor survey method*. Translated by Suto, Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Monograph Series **12**, 135 pp.

Özalaybey S., Zor E., Ergintav S. & Tapirdamaz M.C. (2011) – *Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods*: Geophysical Journal International, **186**, no. 2, 883-894.

Peterson J. (1993) - *Observations and modeling of seismic background noise*. U.S. Geol. Survey OpenFileReport 93322, 95 pp.

Rix G.J. (1988) - *Experimental study of factors affecting the Spectral Analysis of Surface Waves method*. PhD Diss., Un. of Texas at Austin.

SESAME Project (2004) – *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation*, WP12, deliverable no. D23.12

Sgattoni G. & Castellaro S. (2020) – *Detecting 1-D and 2-D ground resonances with a single-station approach*. Geophys. J. Int. (2020) **223**: 471–487.

Stutzmann E., Roult G. & Astiz L., (2000) - *GEOSCOPE station noise levels*. Bulletin of the Seismological Society of America, **90**(3): 690–701.

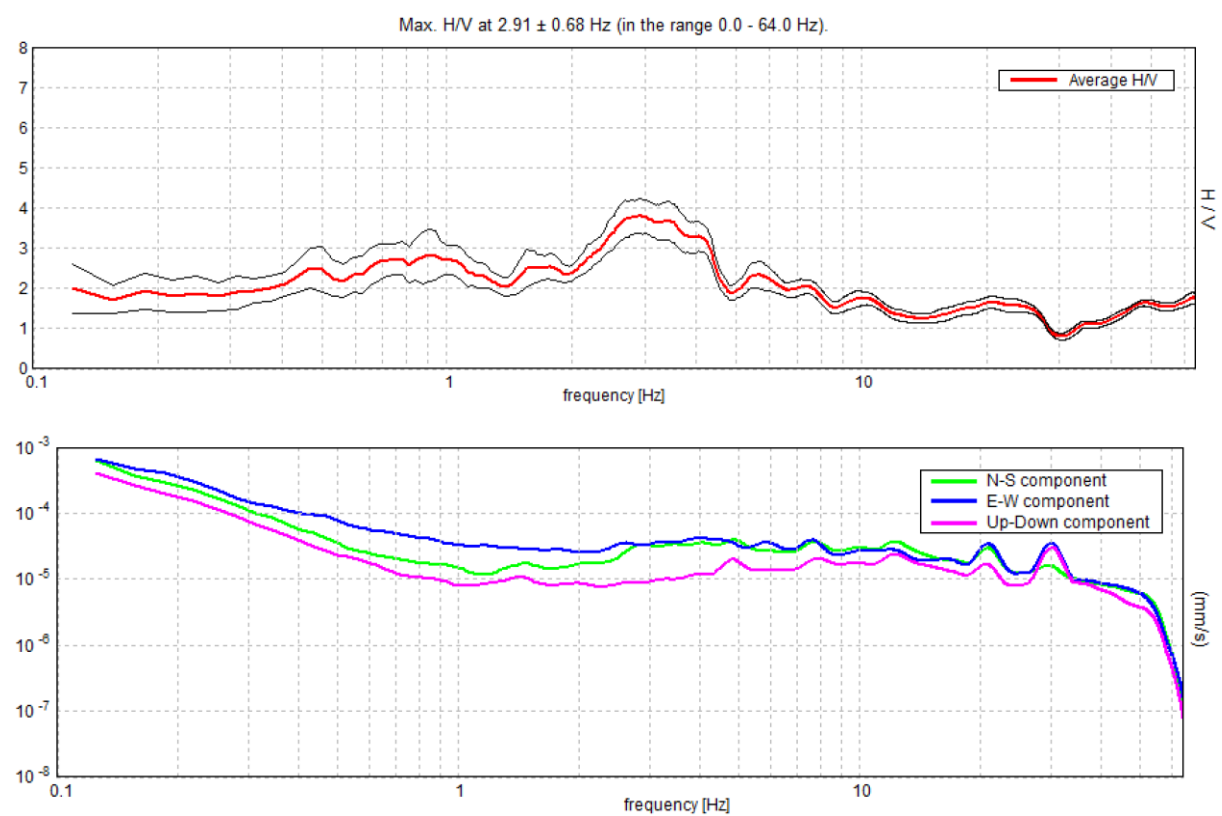
S. Timoshenko (1922) – *On the transverse vibrations of bars of uniform cross-section*, Phil. Mag., vol **43**, p. 125.

Tuan T.T., Scherbaum F. & Malischewsky P.P. (2011) - *On the relationship of peaks and troughs of the ellipticity (H/V) of Rayleigh waves and the transmission response of single layer over half-space models*. Geophys. J. Int., **184**: 793-800.

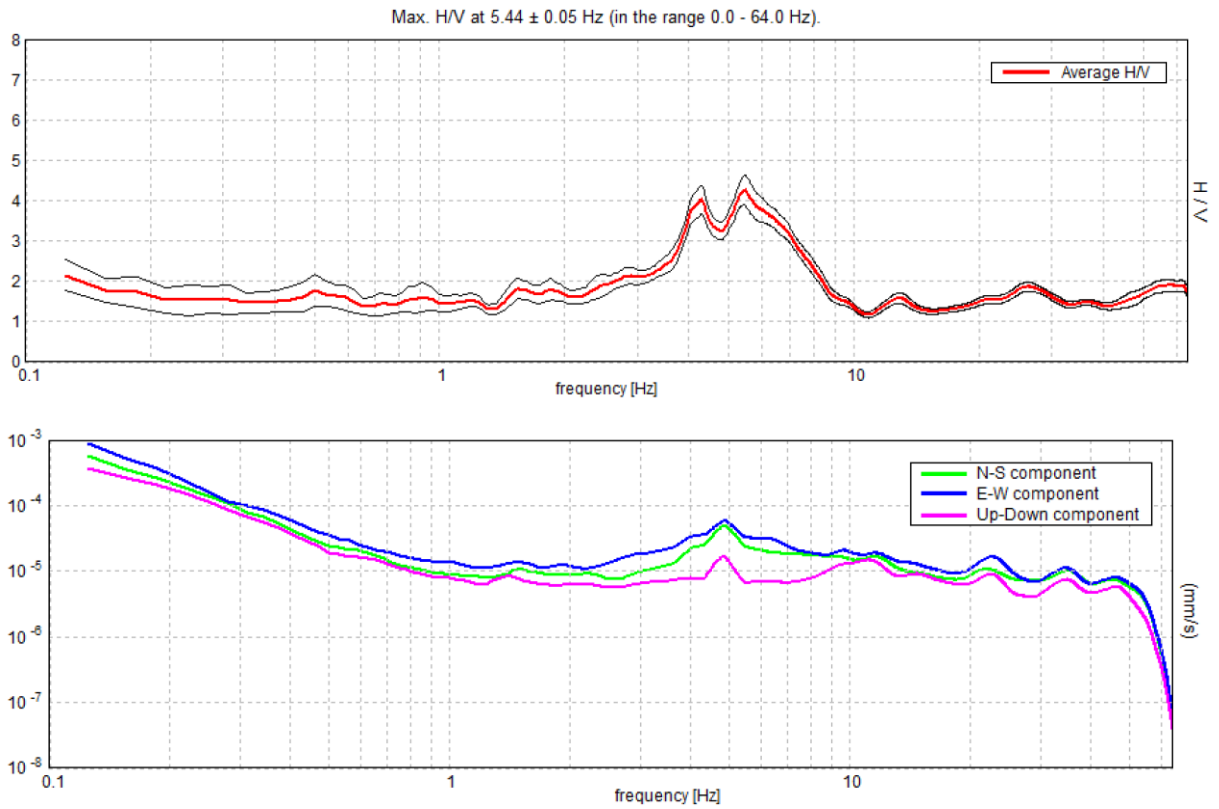
Appendice A

Di seguito sono riportate le misure di sismica passiva a stazione singola (curva H/V, media in rosso e intervallo di confidenza in nero, e spettri delle singole componenti del moto) acquisite in tutti i siti di misura utilizzati per l'interpolazione finale (114 in totale).

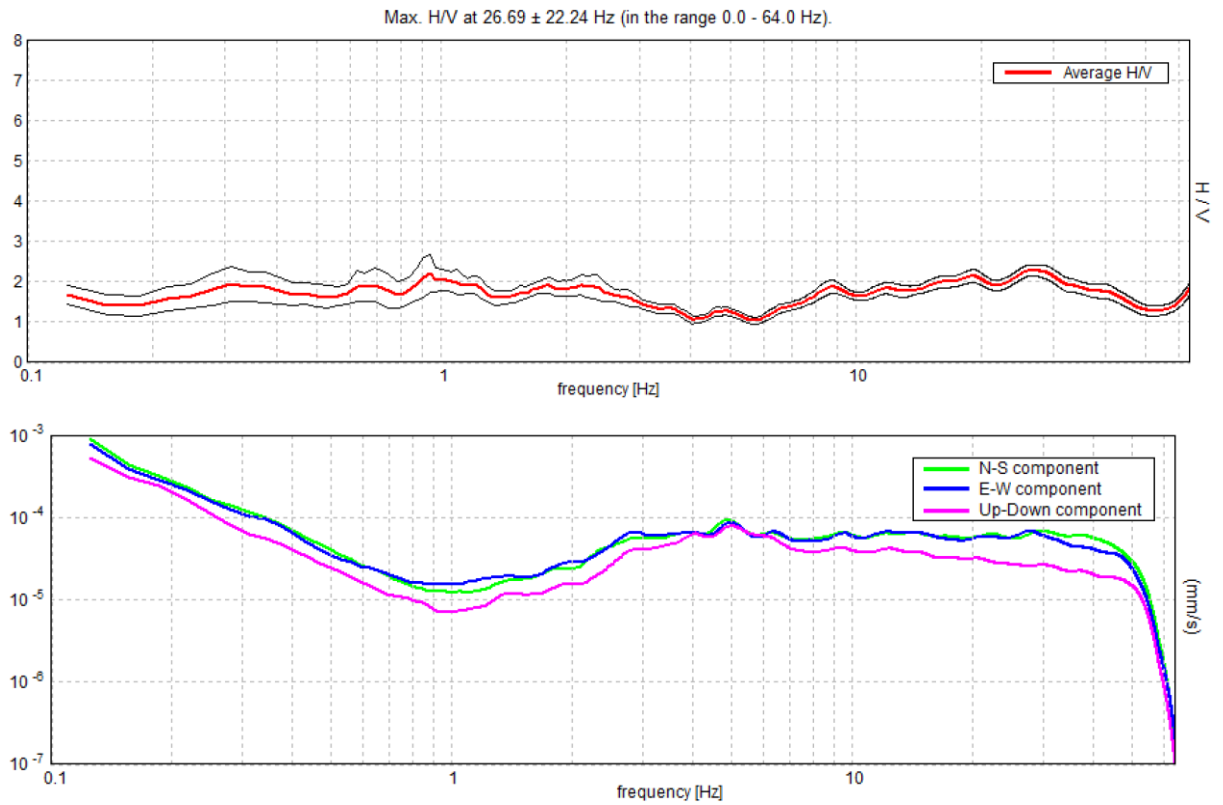
MISURA HVT001



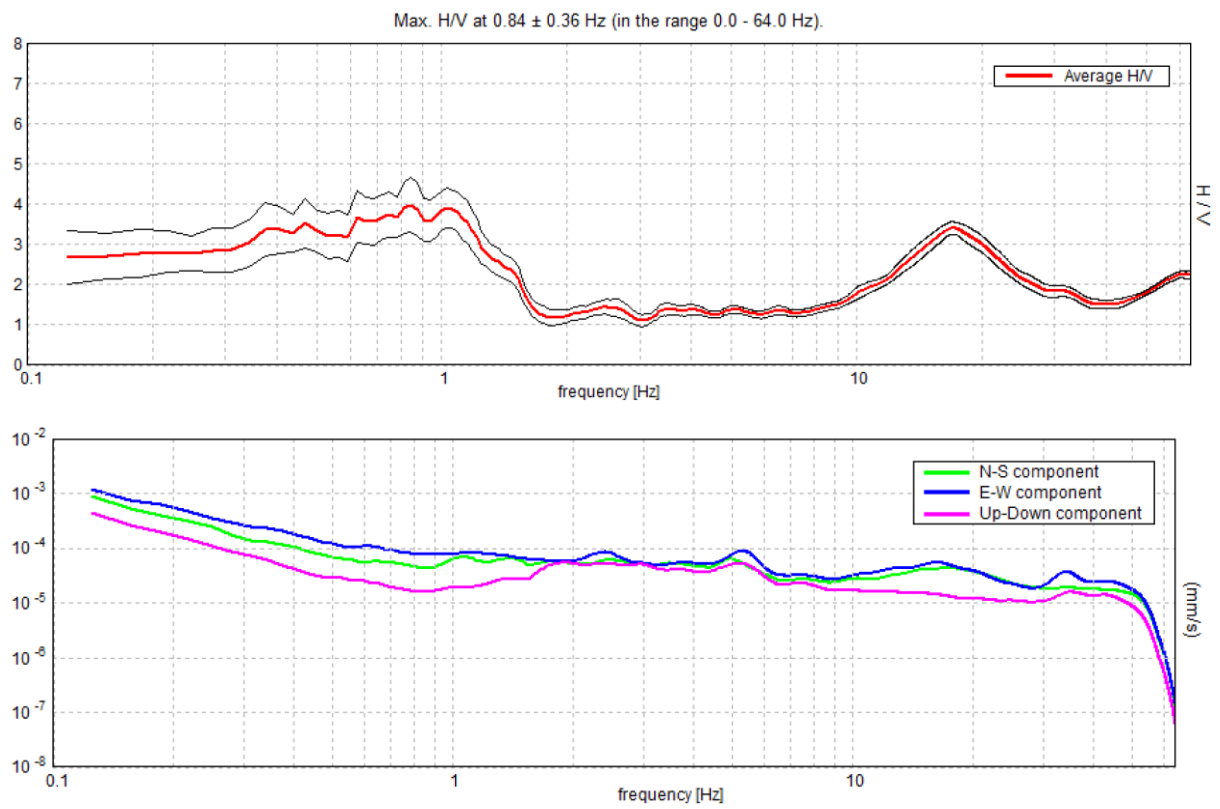
MISURA HVT002



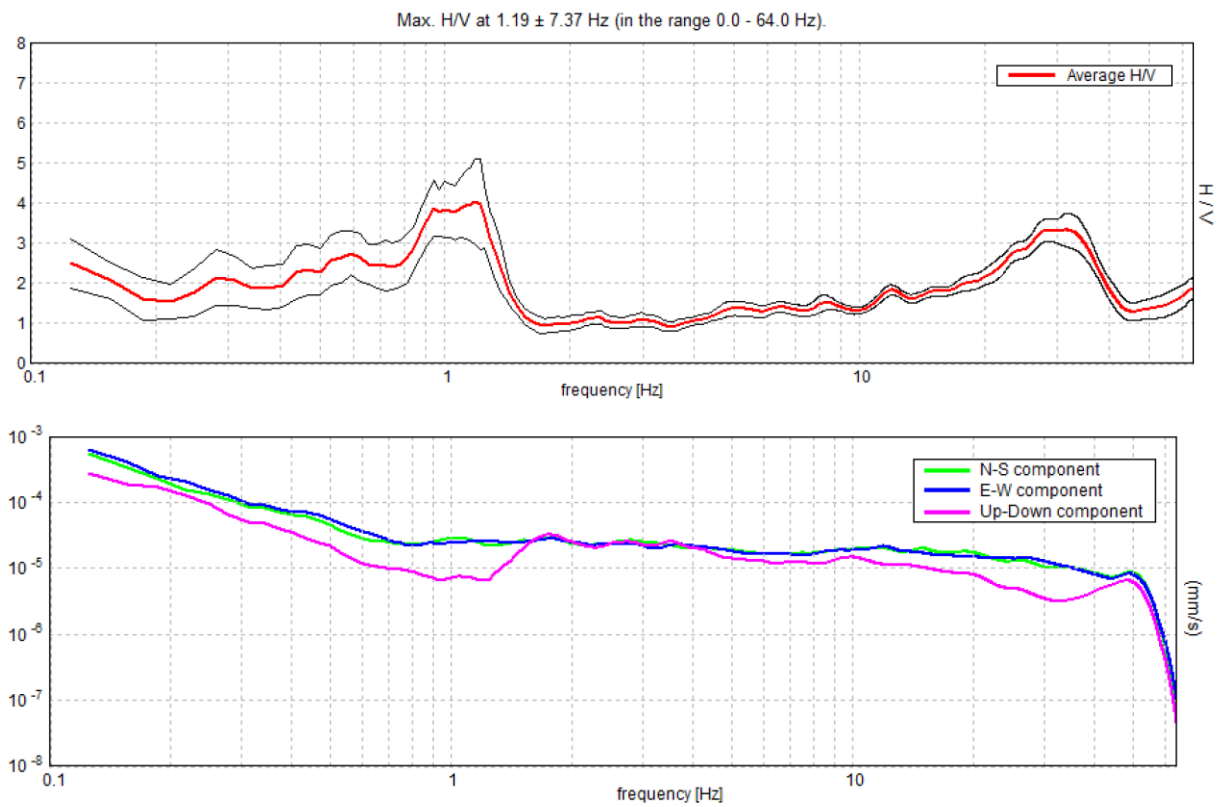
MISURA HVT003



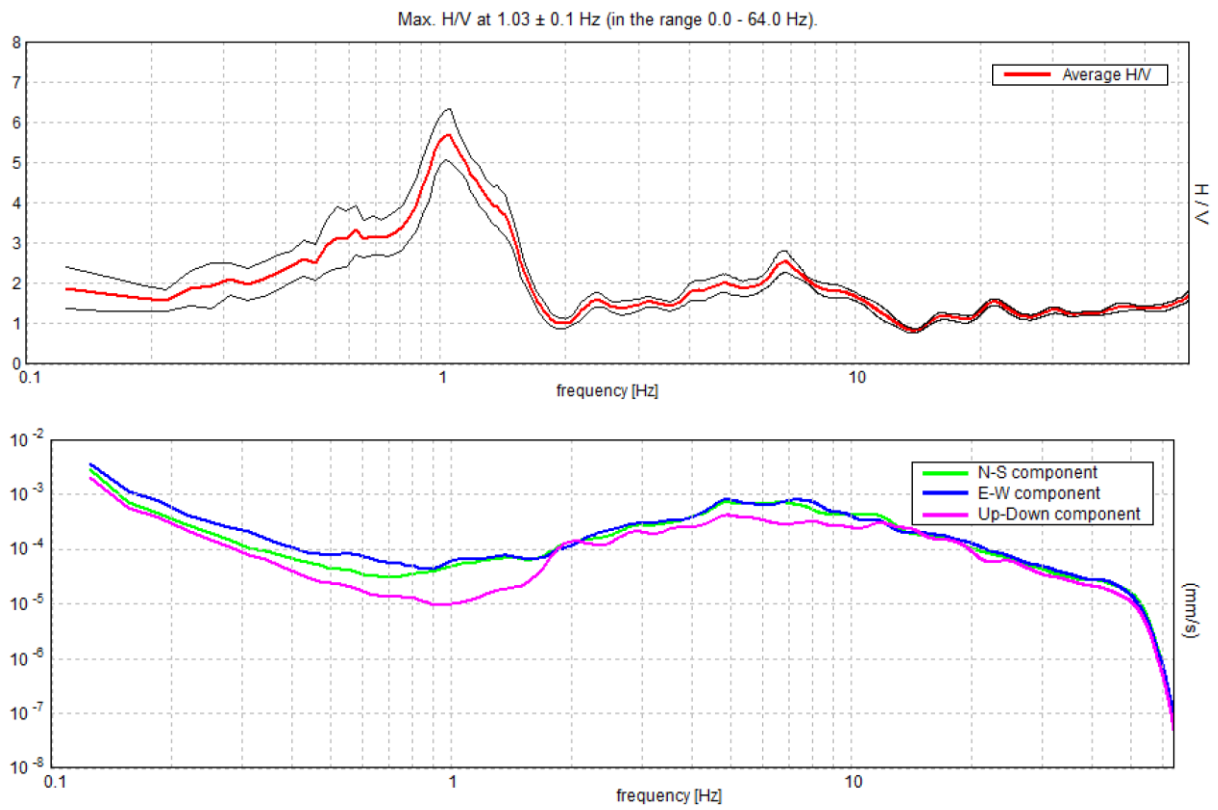
MISURA HVT004



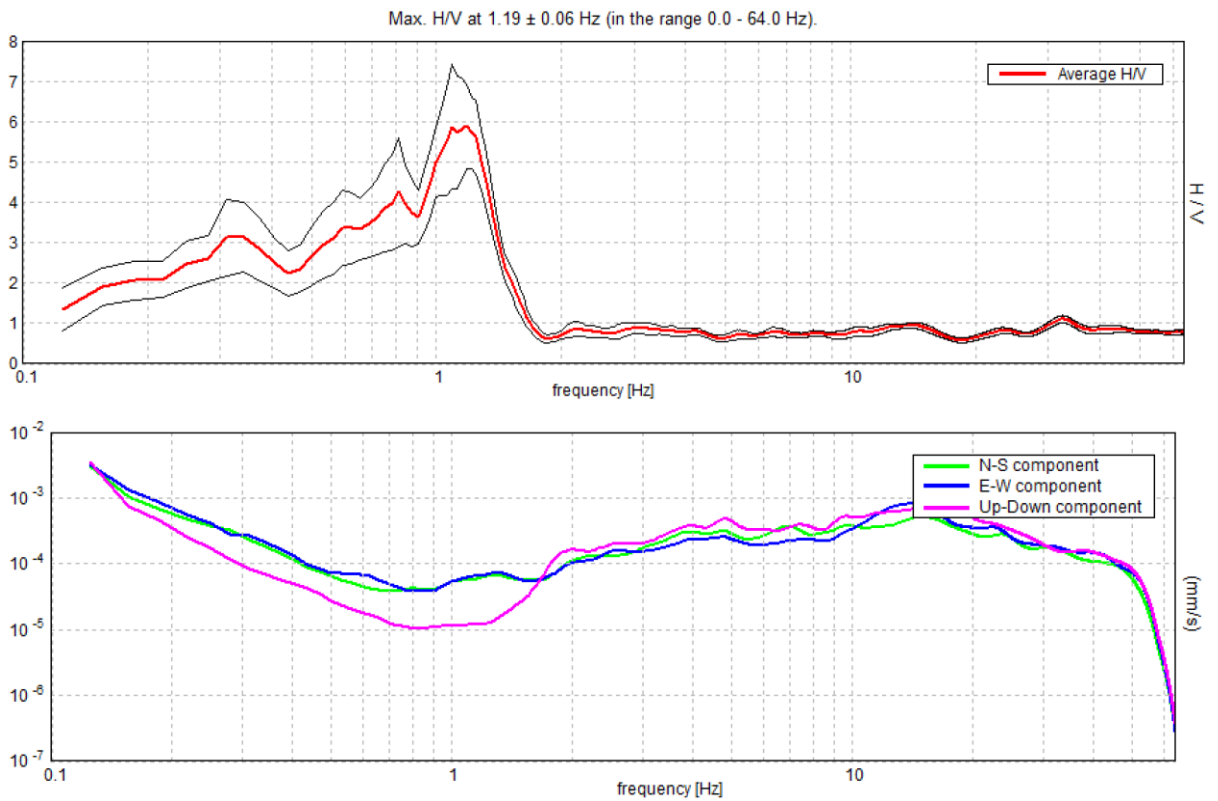
MISURA HVT005



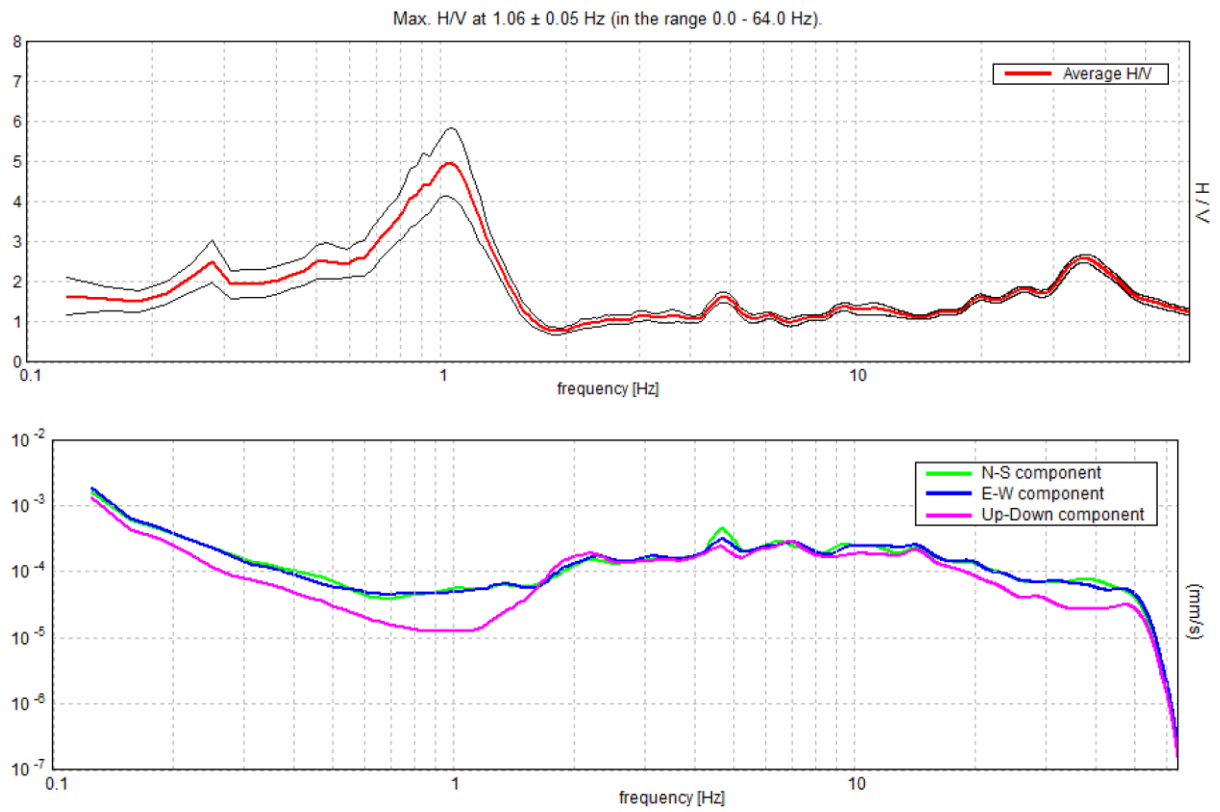
MISURA HVT006



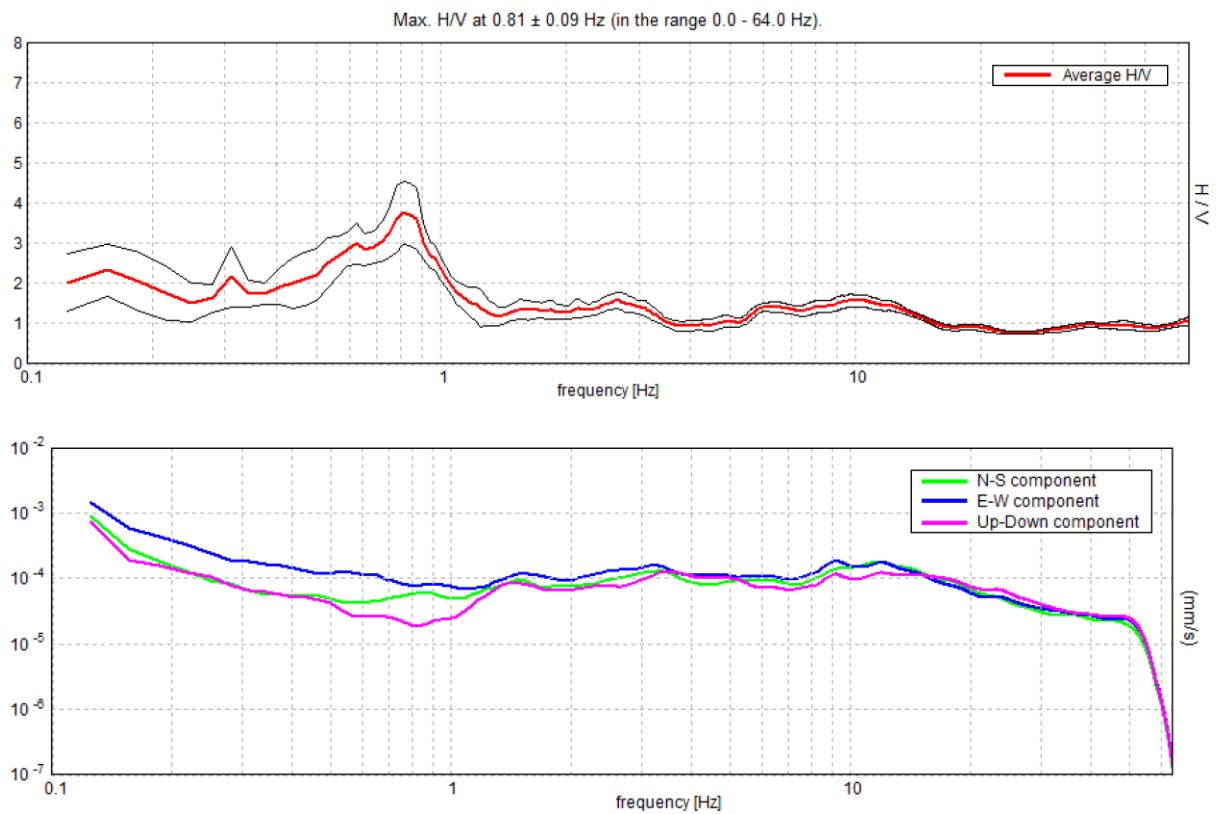
MISURA HVT007



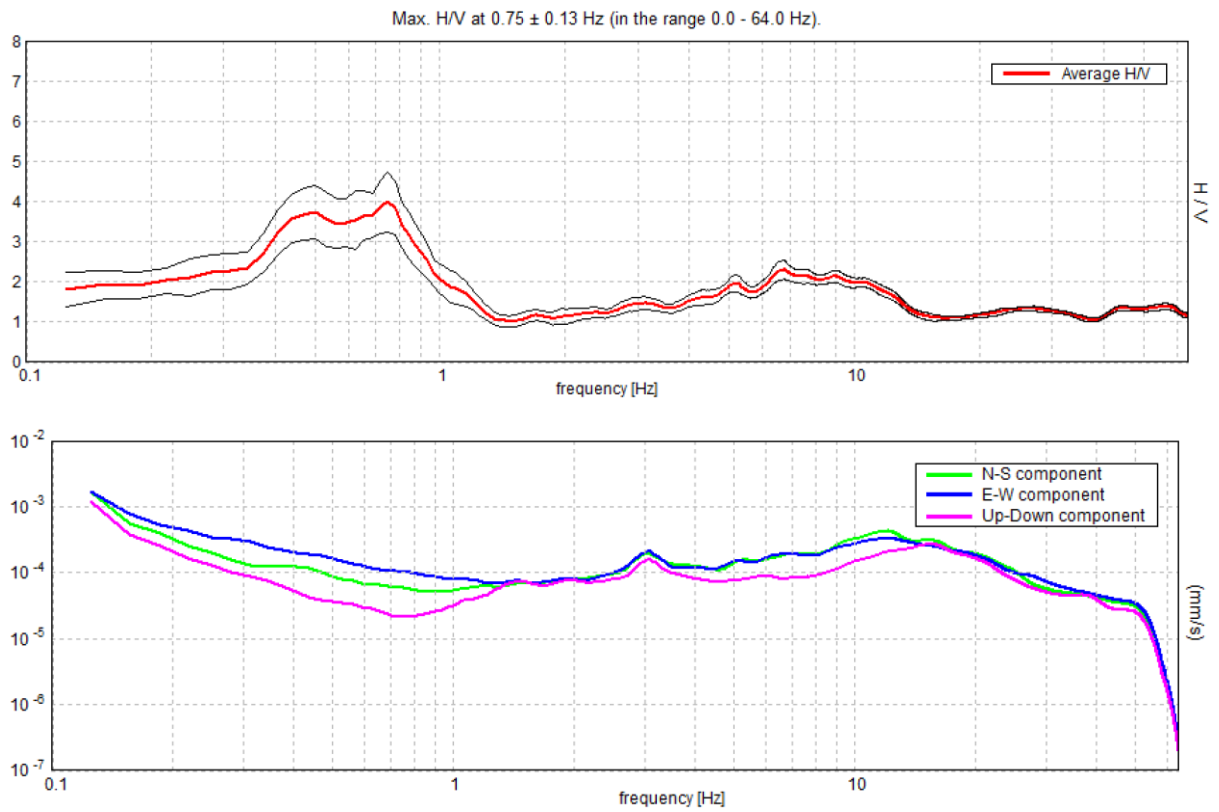
MISURA HVT008



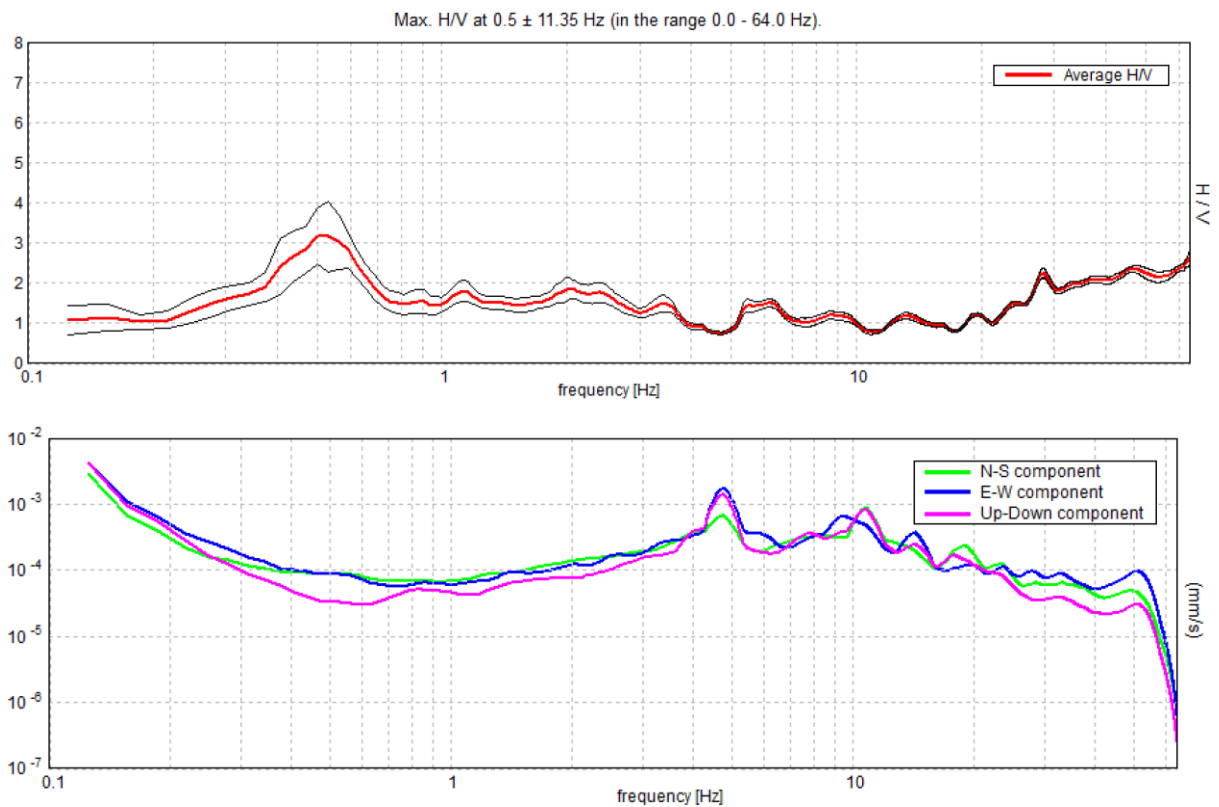
MISURA HVT010



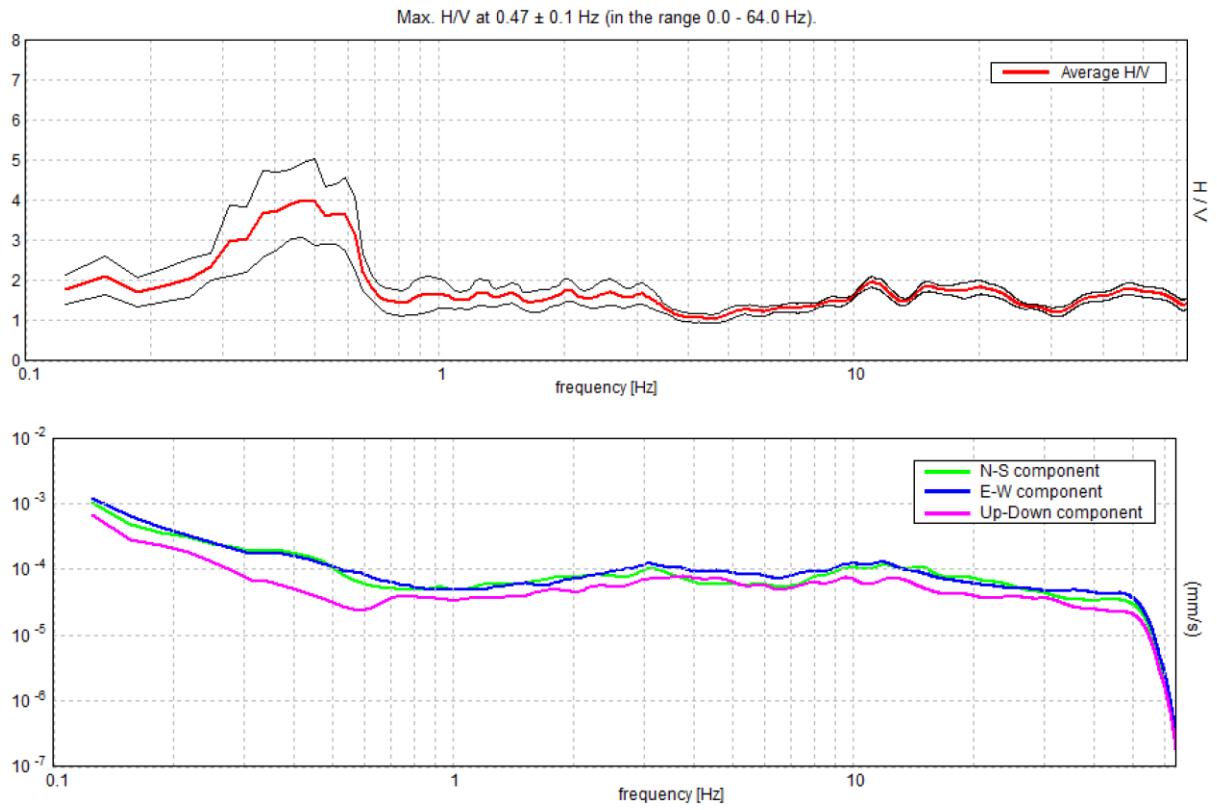
MISURA HVT011



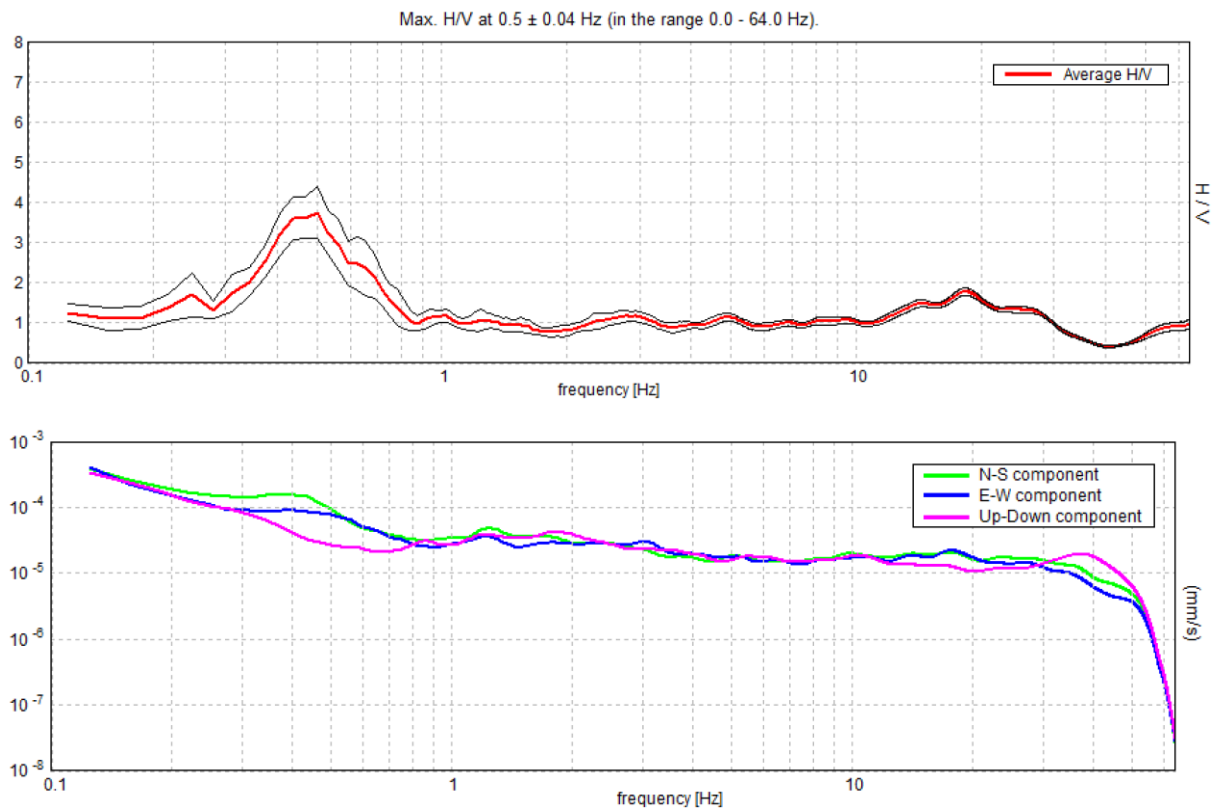
MISURA HVT012



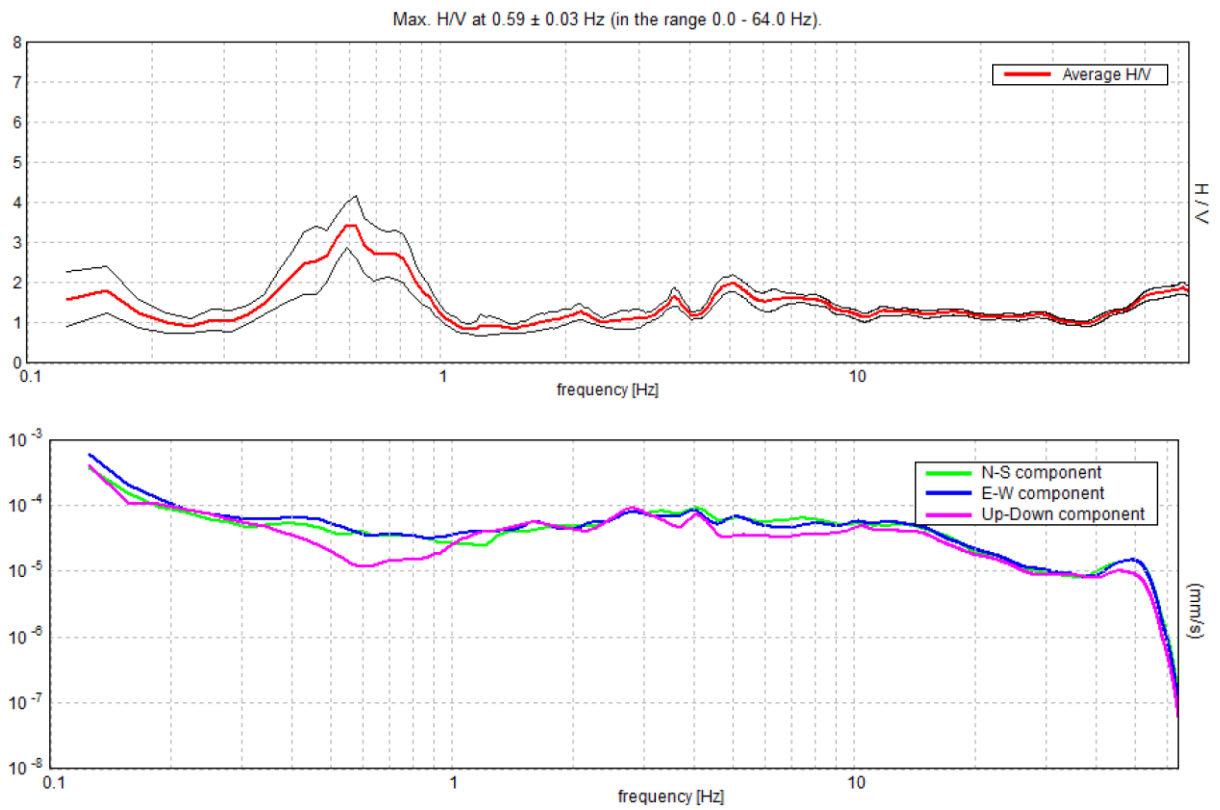
MISURA HVT013



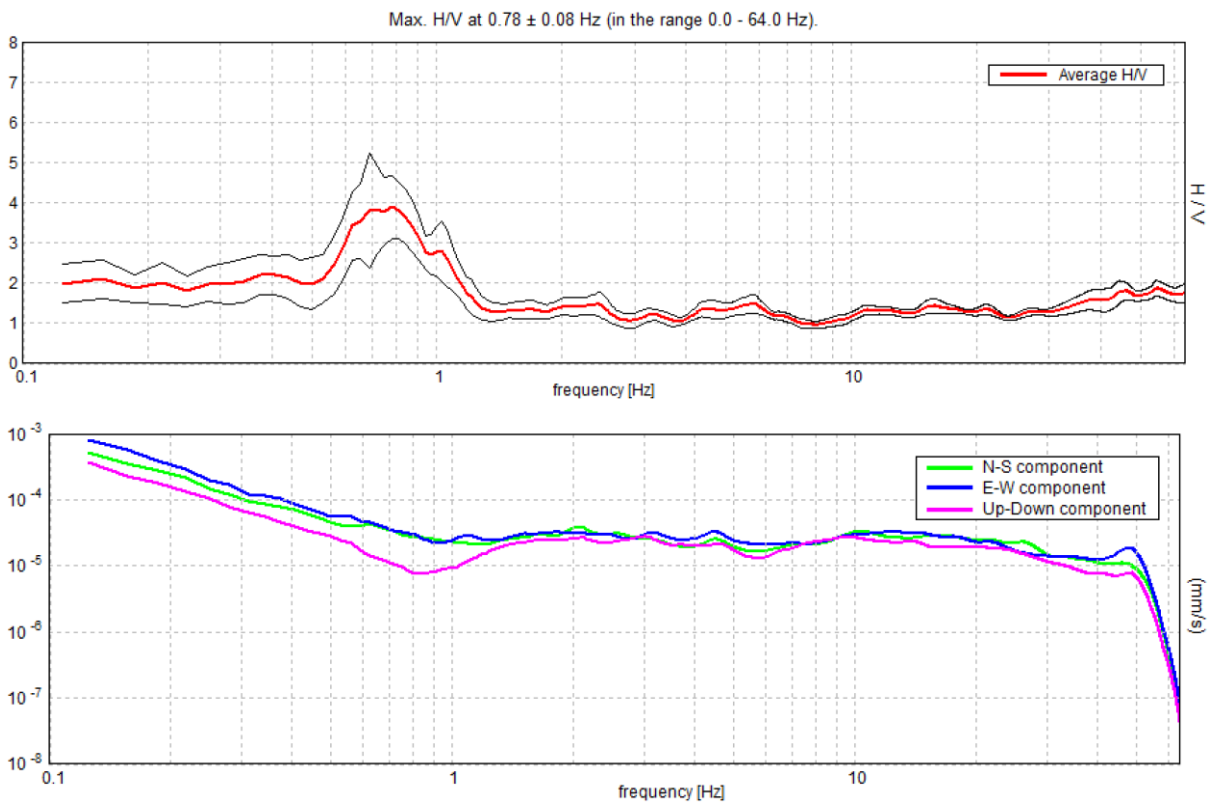
MISURA HVT014



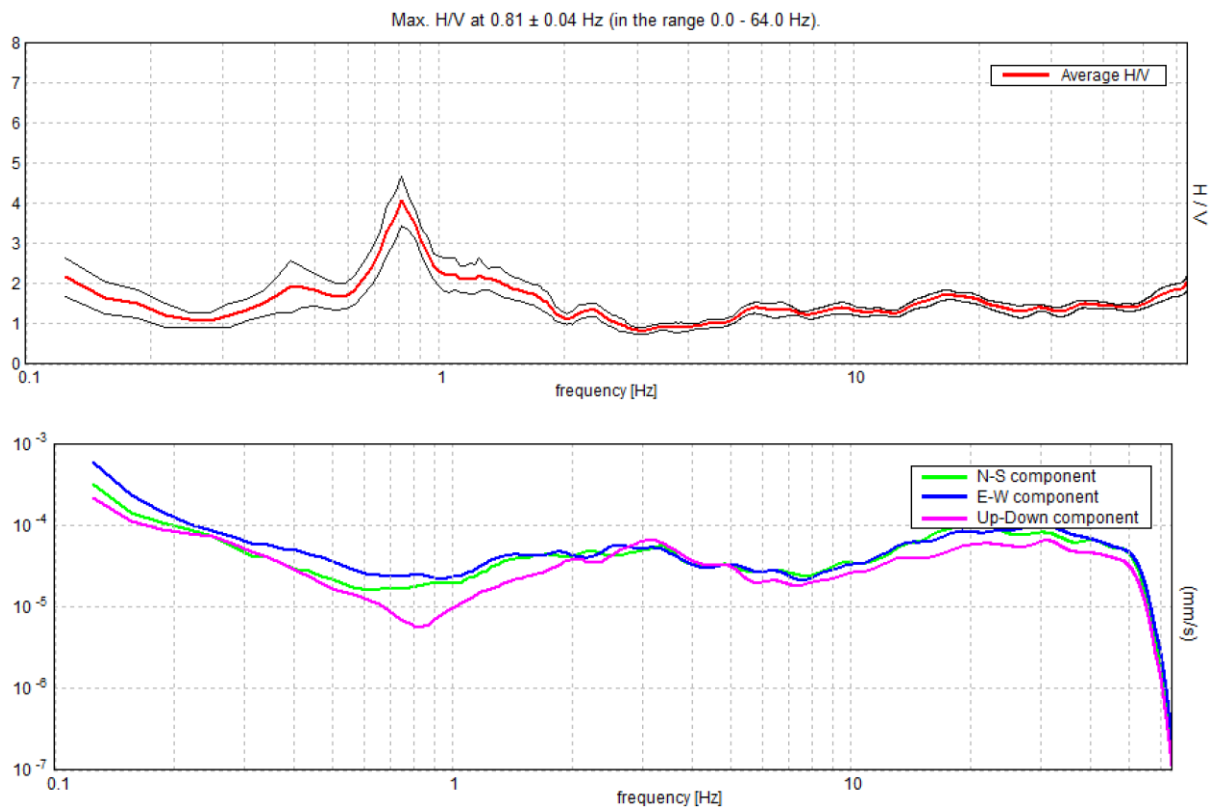
MISURA HVT015



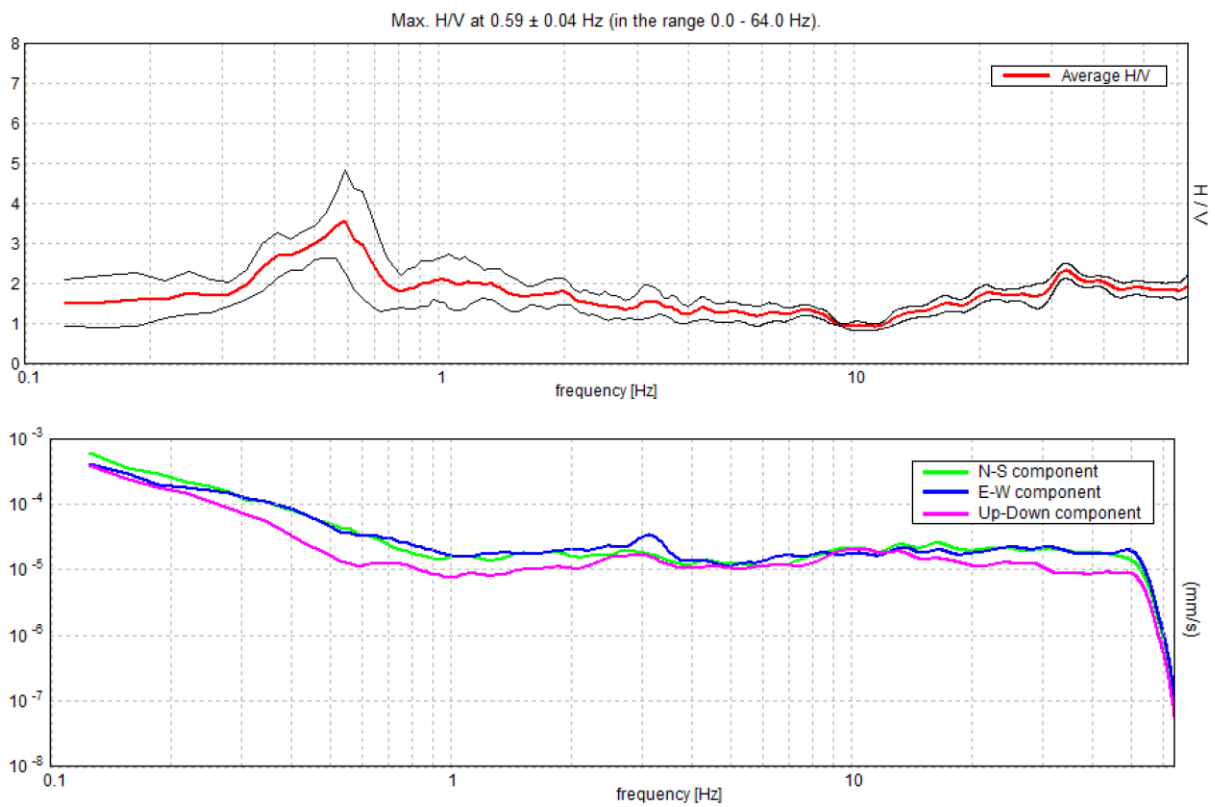
MISURA HVT016



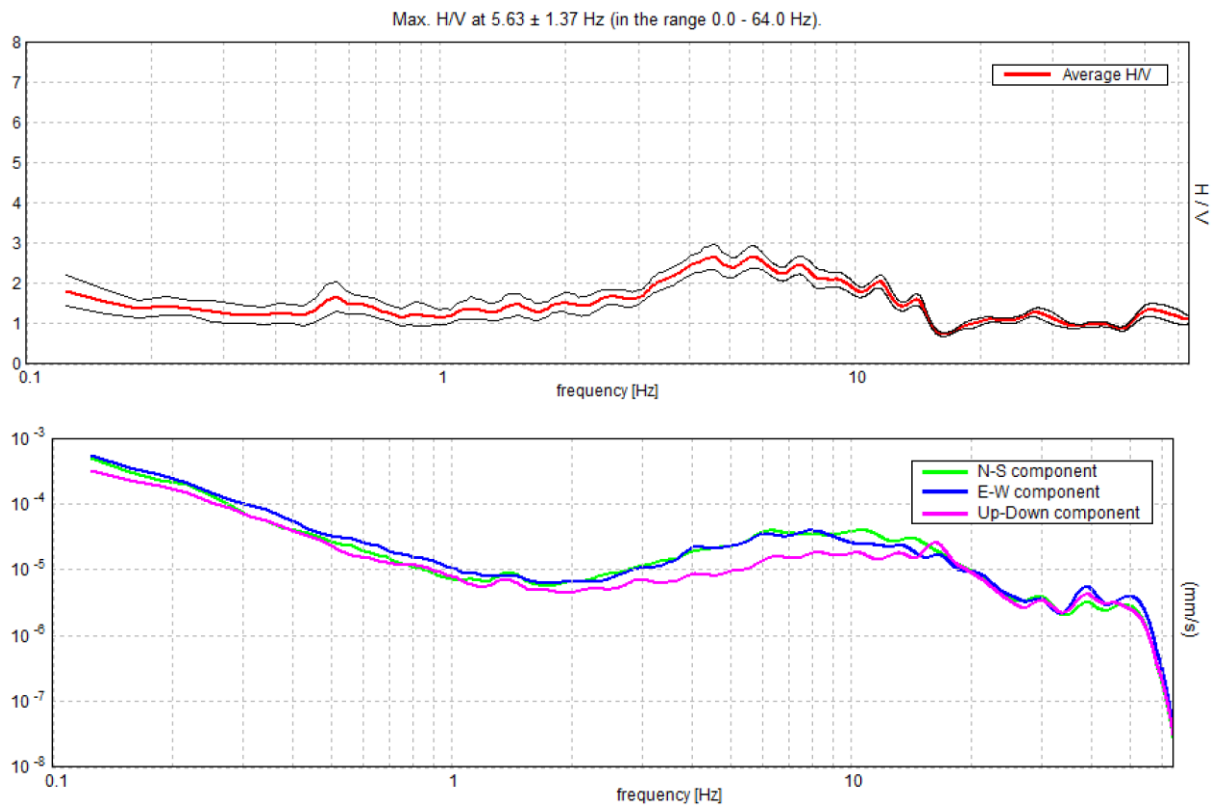
MISURA HVT017



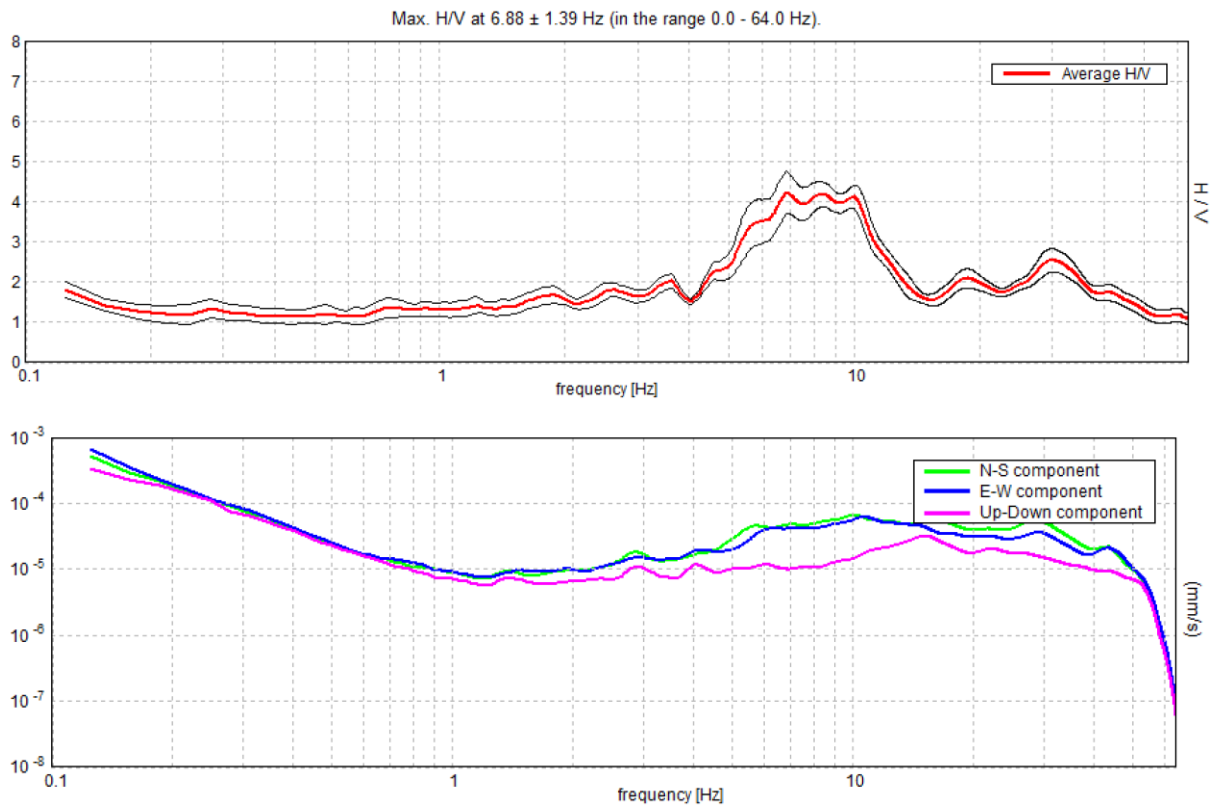
MISURA HVT018



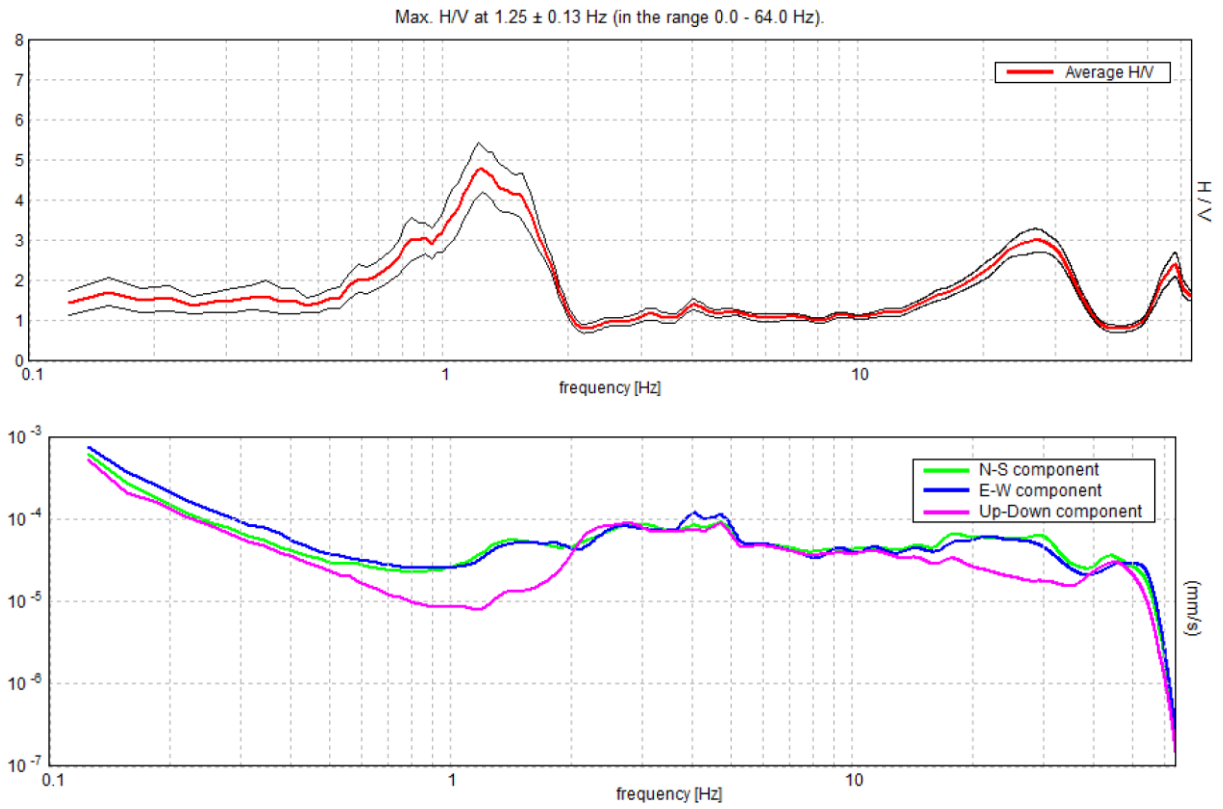
MISURA HVT019



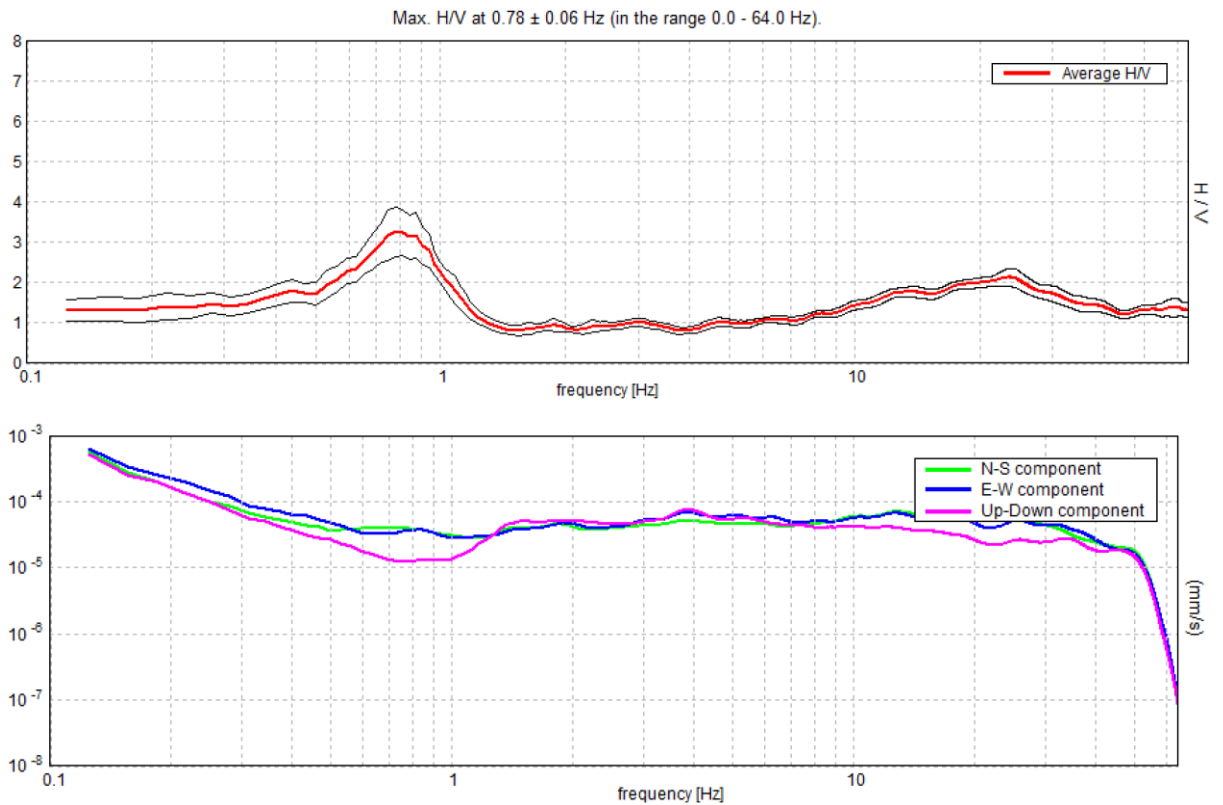
MISURA HVT020



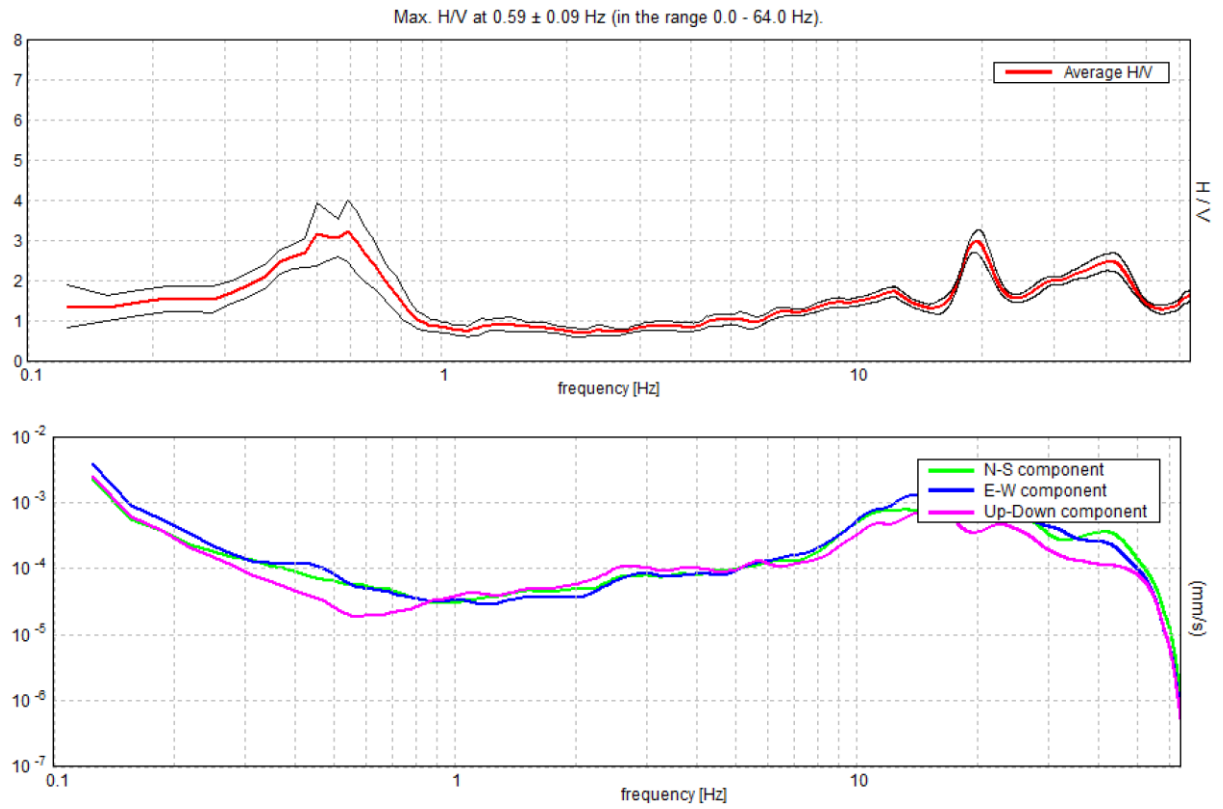
MISURA HVT021



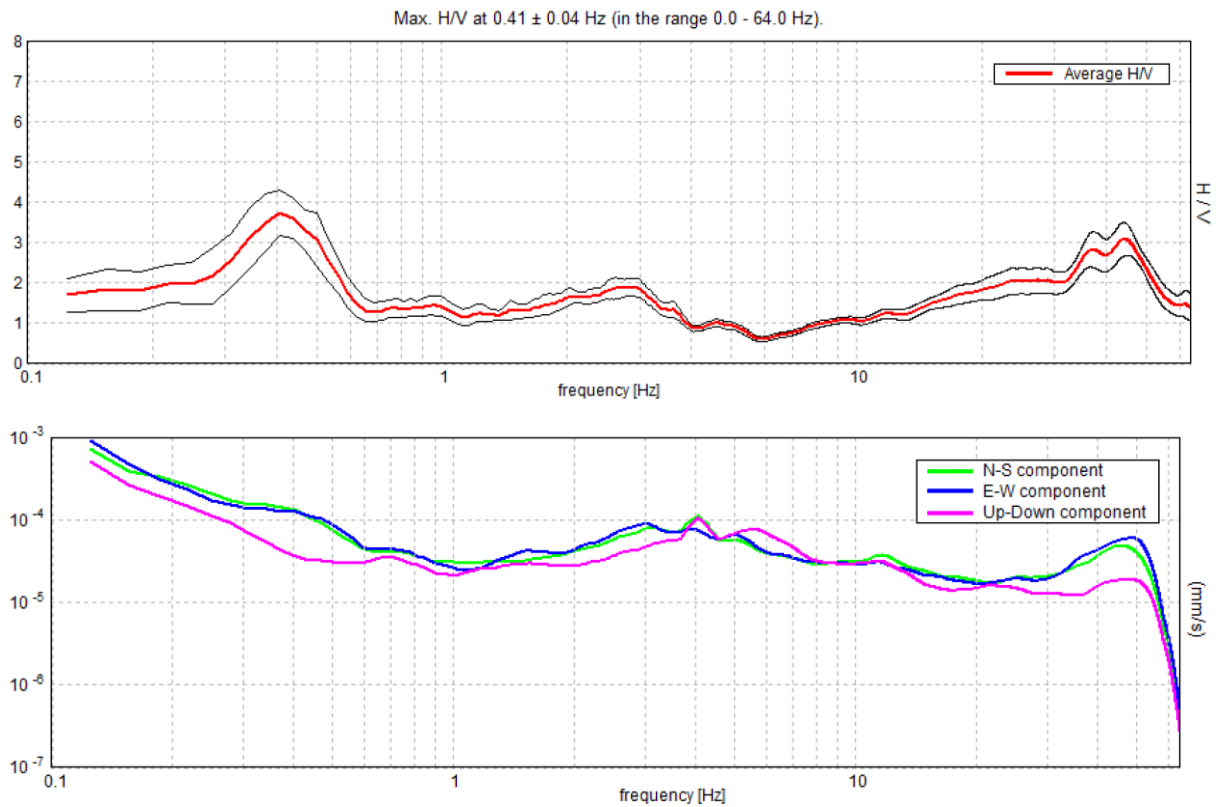
MISURA HVT022



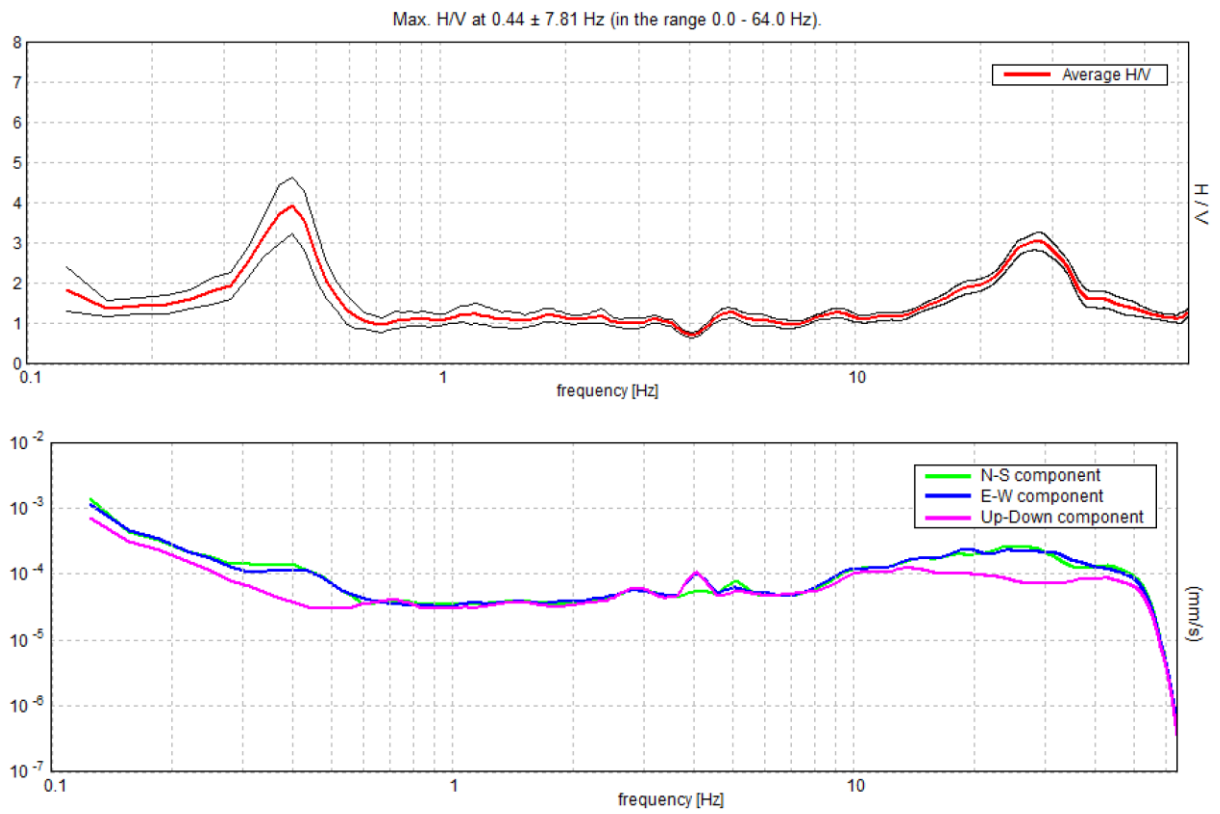
MISURA HVT023



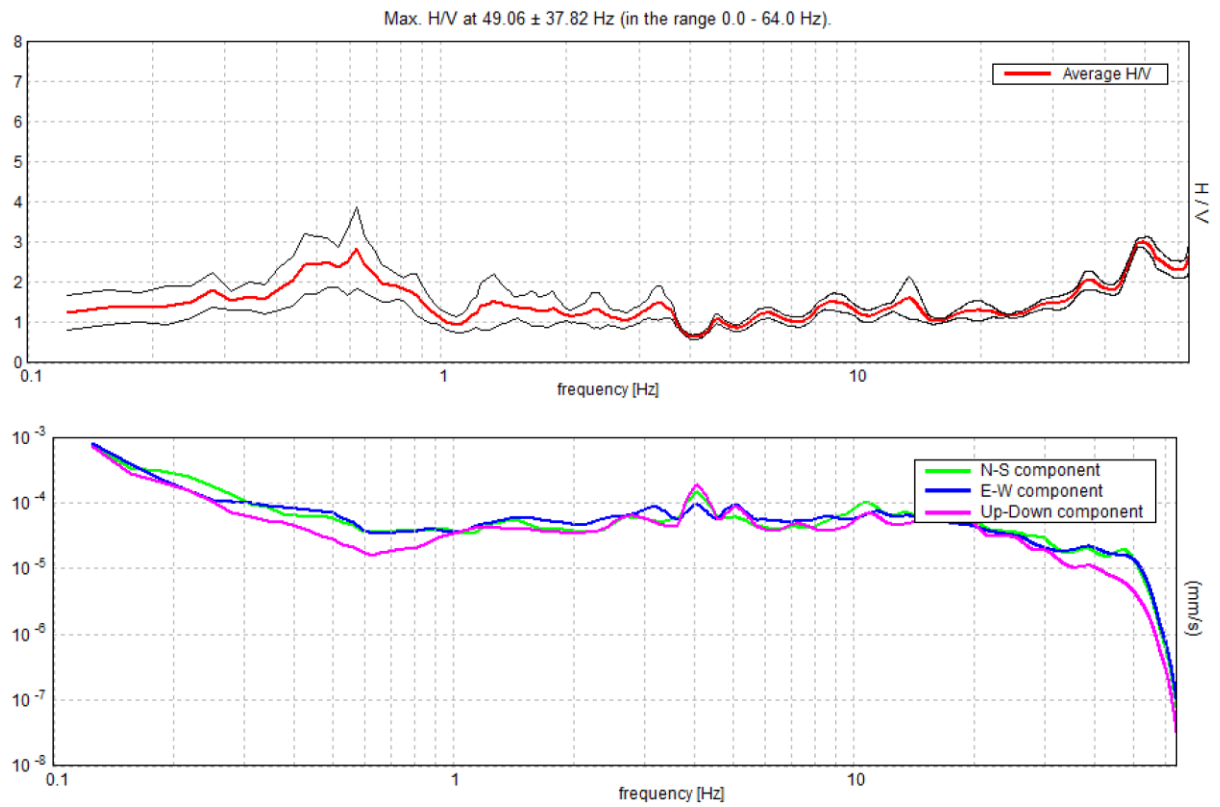
MISURA HVT024



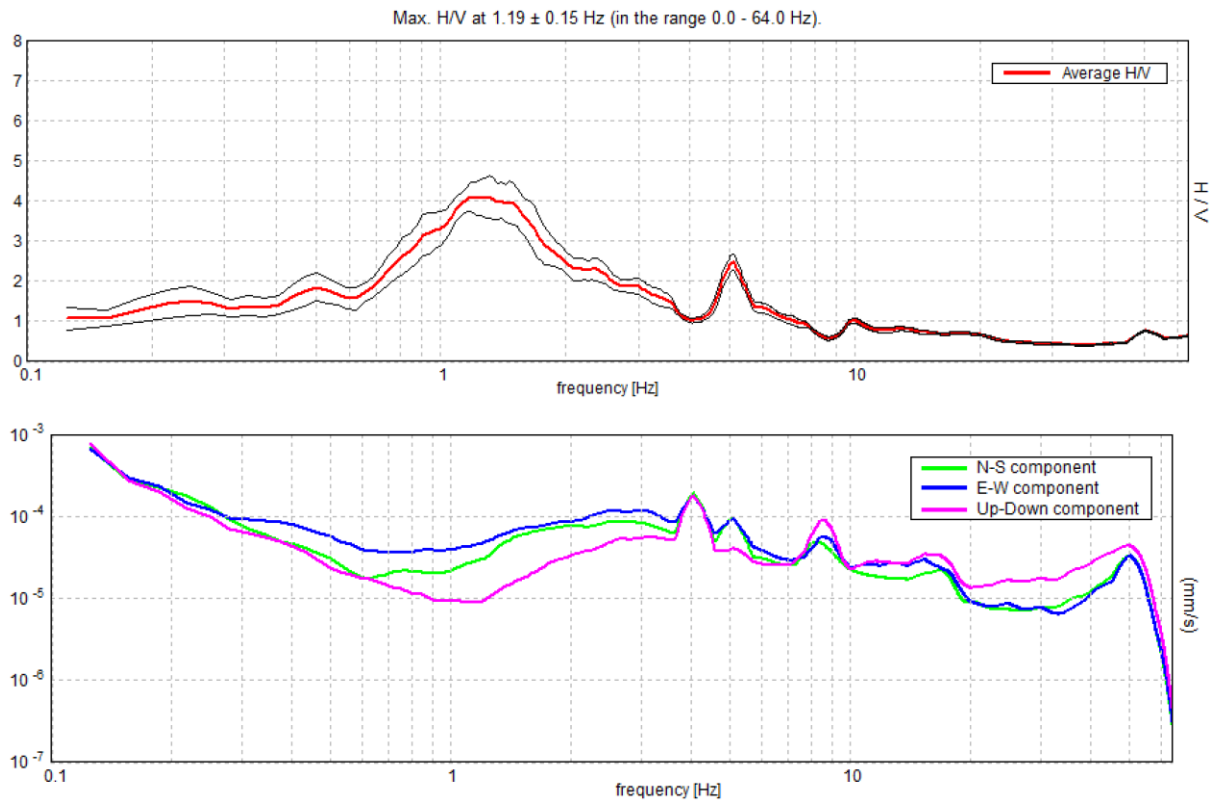
MISURA HVT025



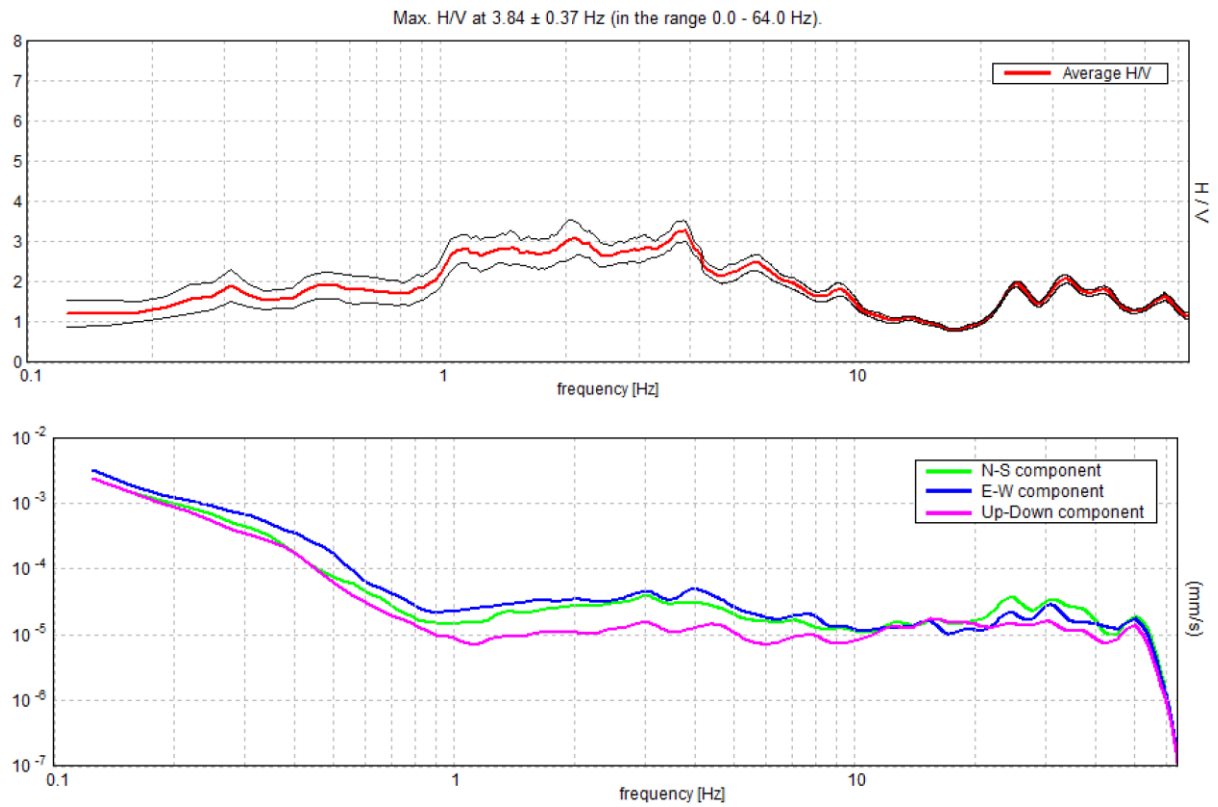
MISURA HVT026



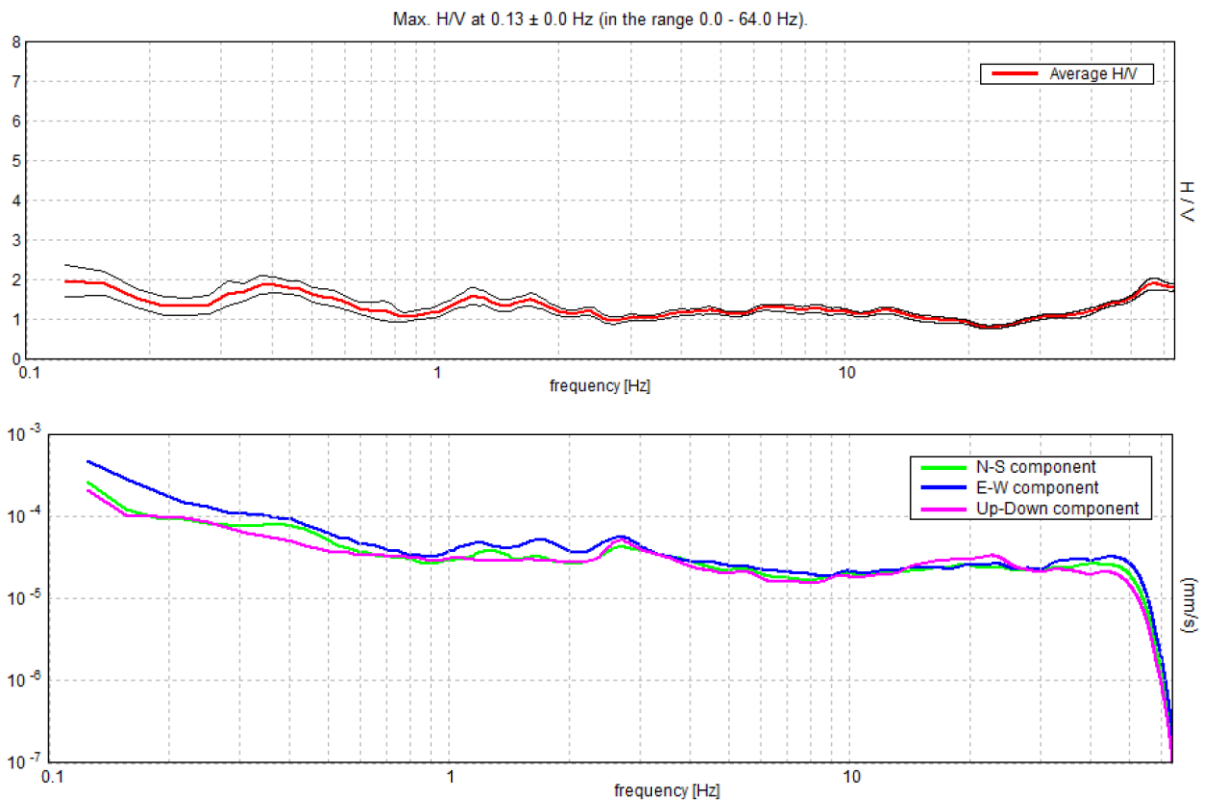
MISURA HVT027



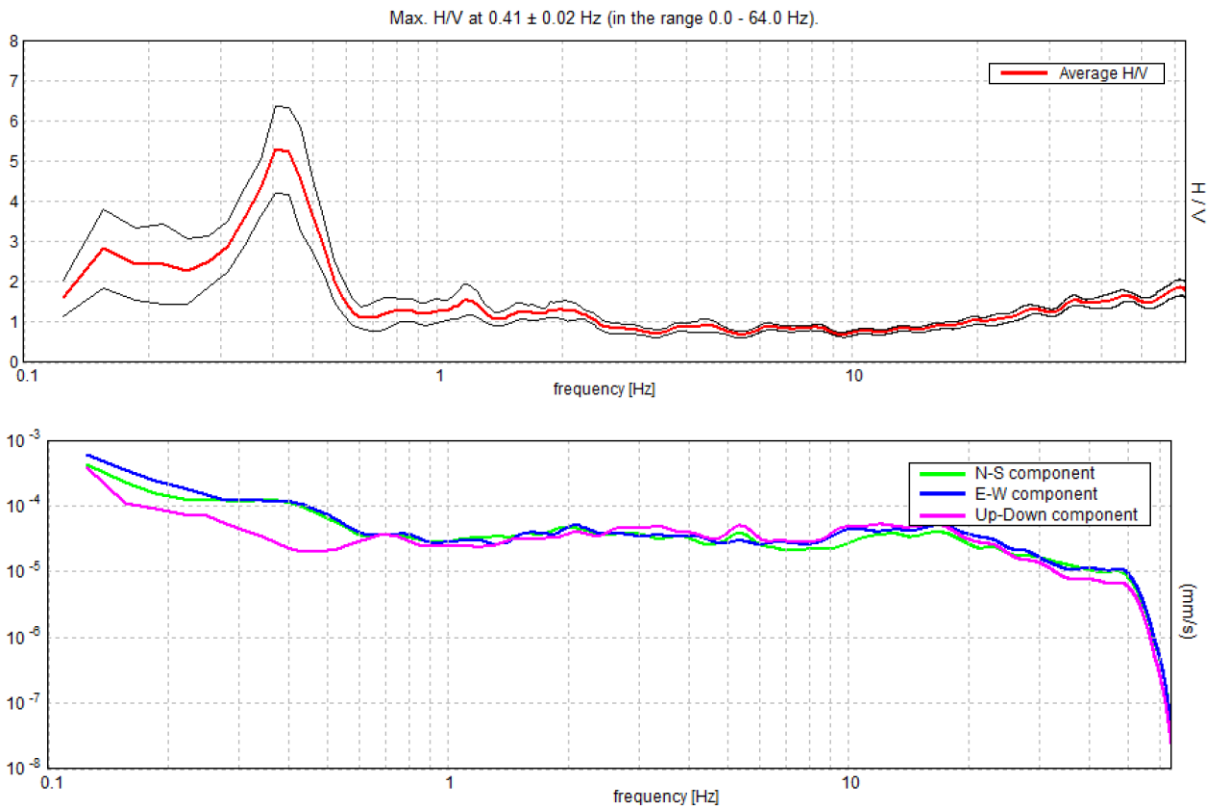
MISURA HVT028



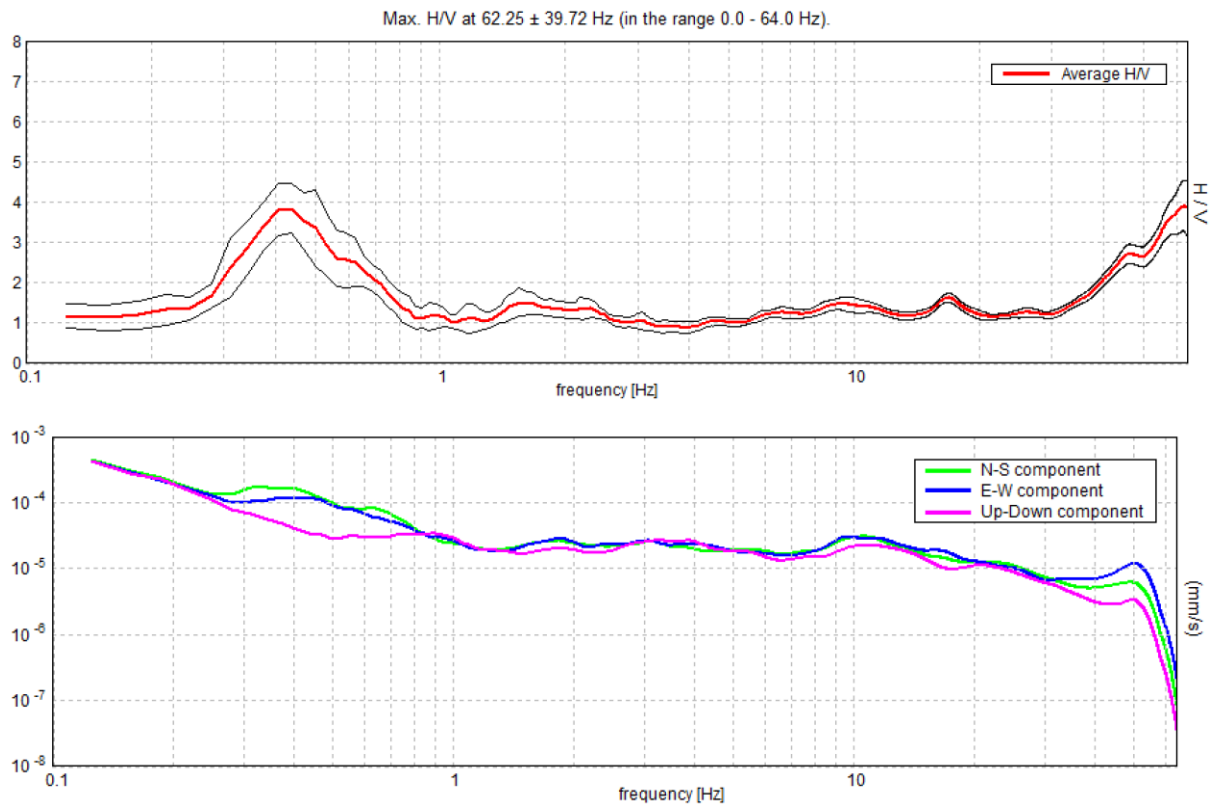
MISURA HVT029



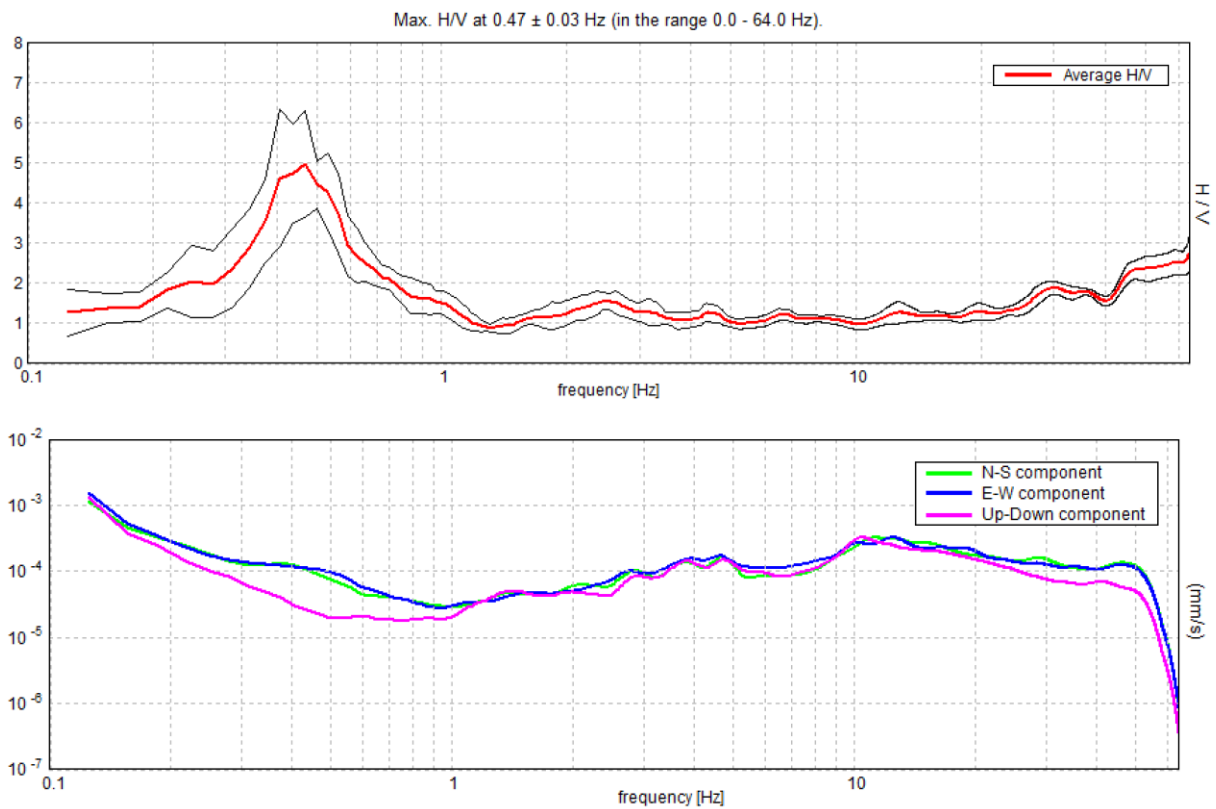
MISURA HVT030



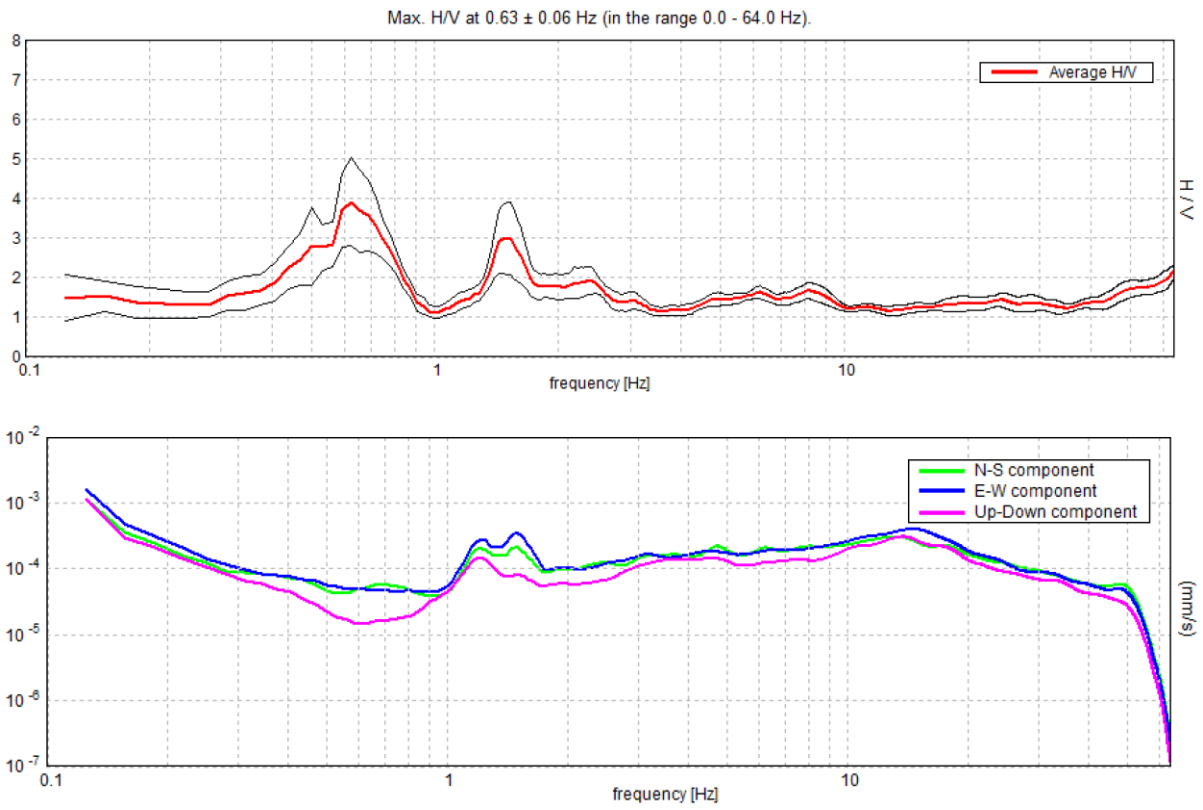
MISURA HVT031



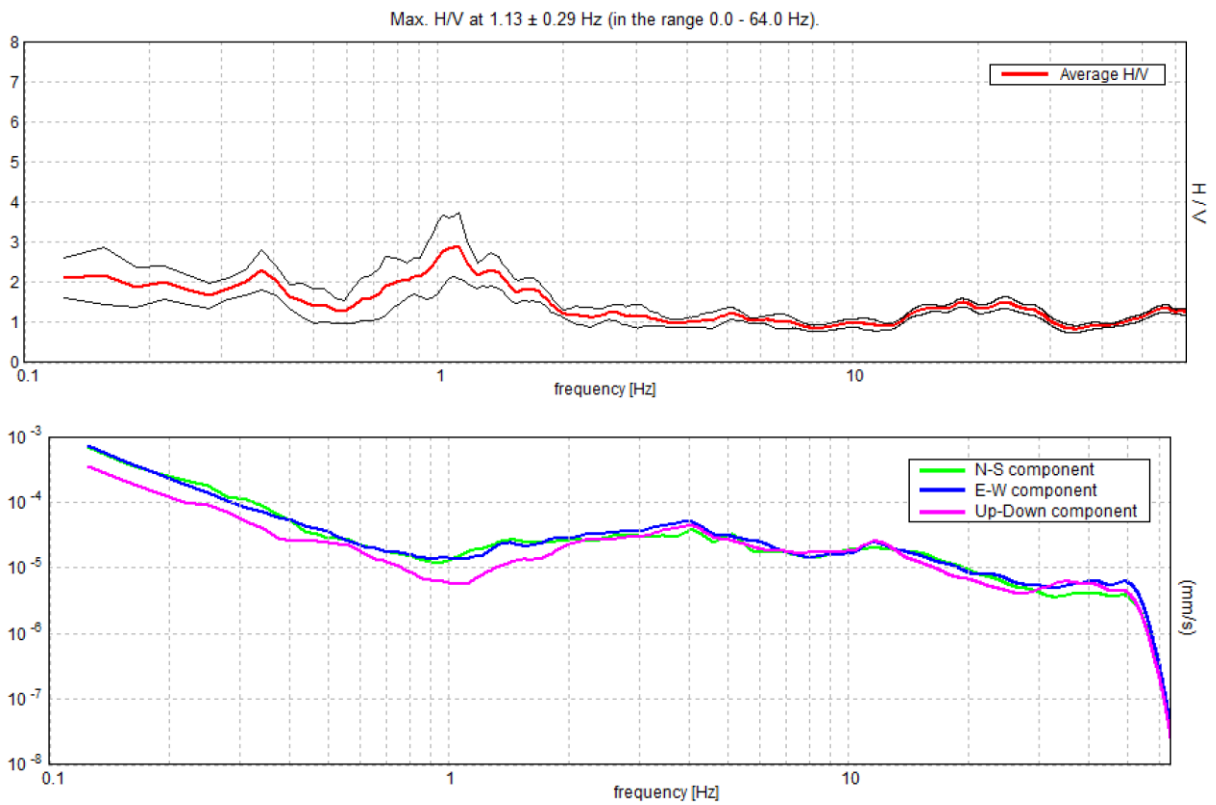
MISURA HVT032



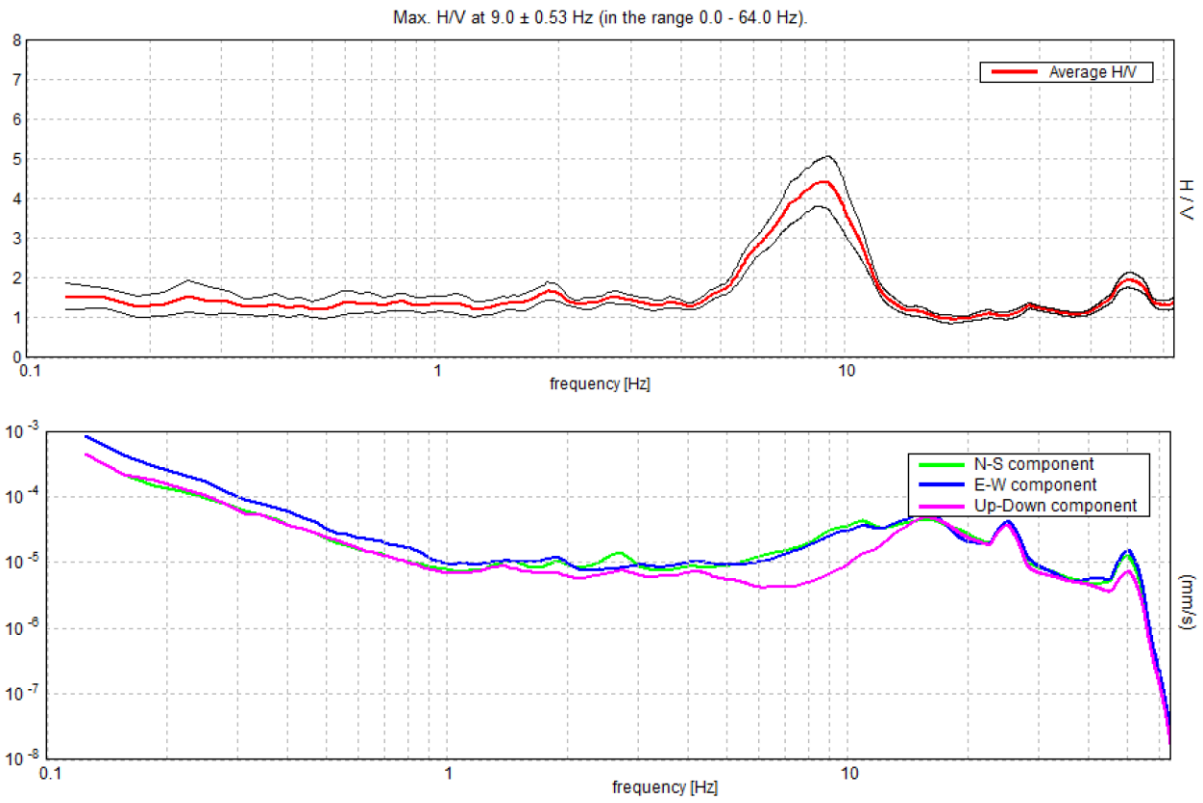
MISURA HVT033



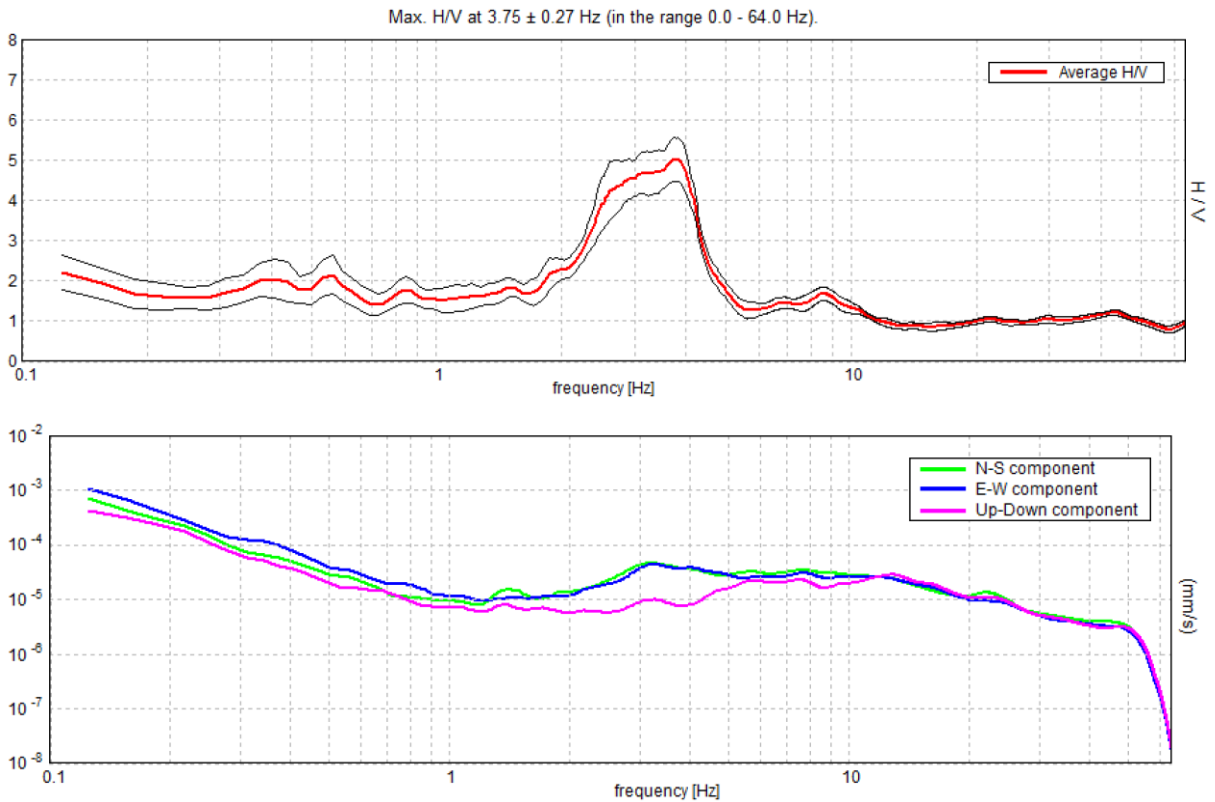
MISURA HVT034



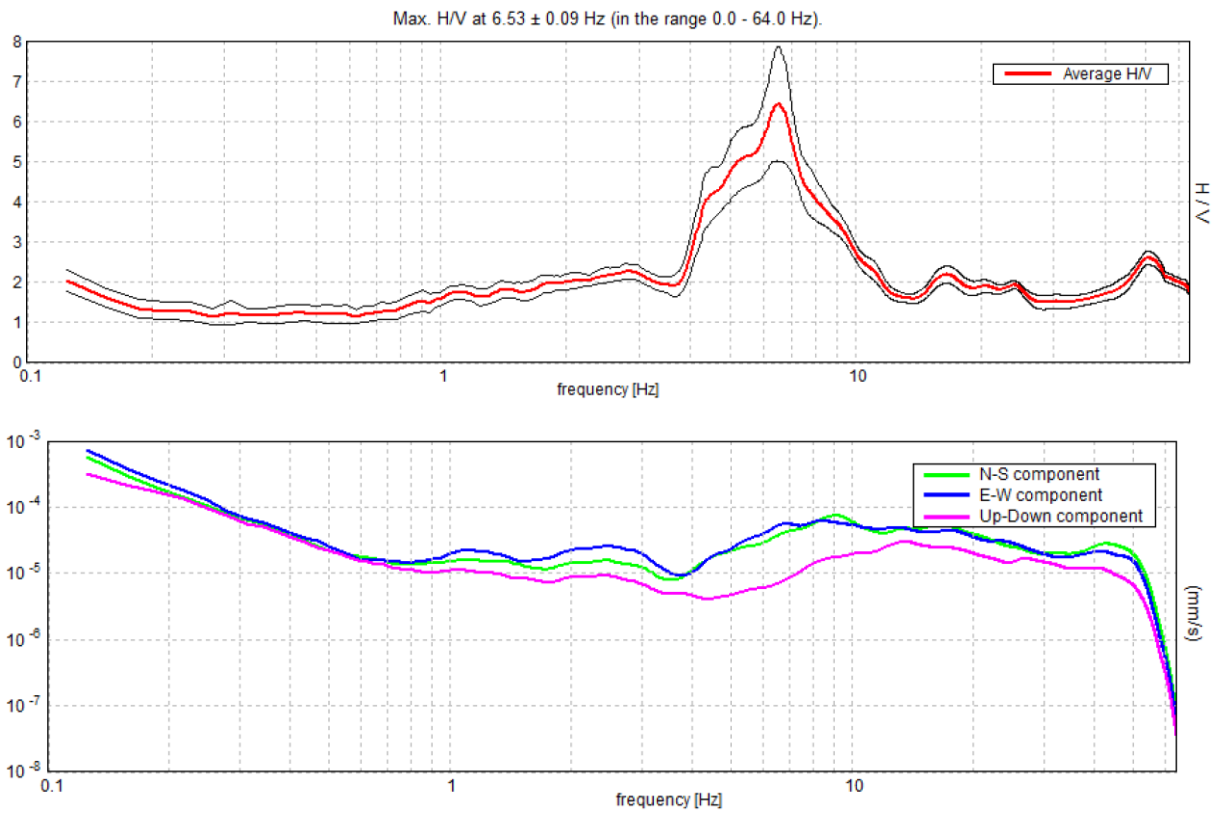
MISURA HVT035



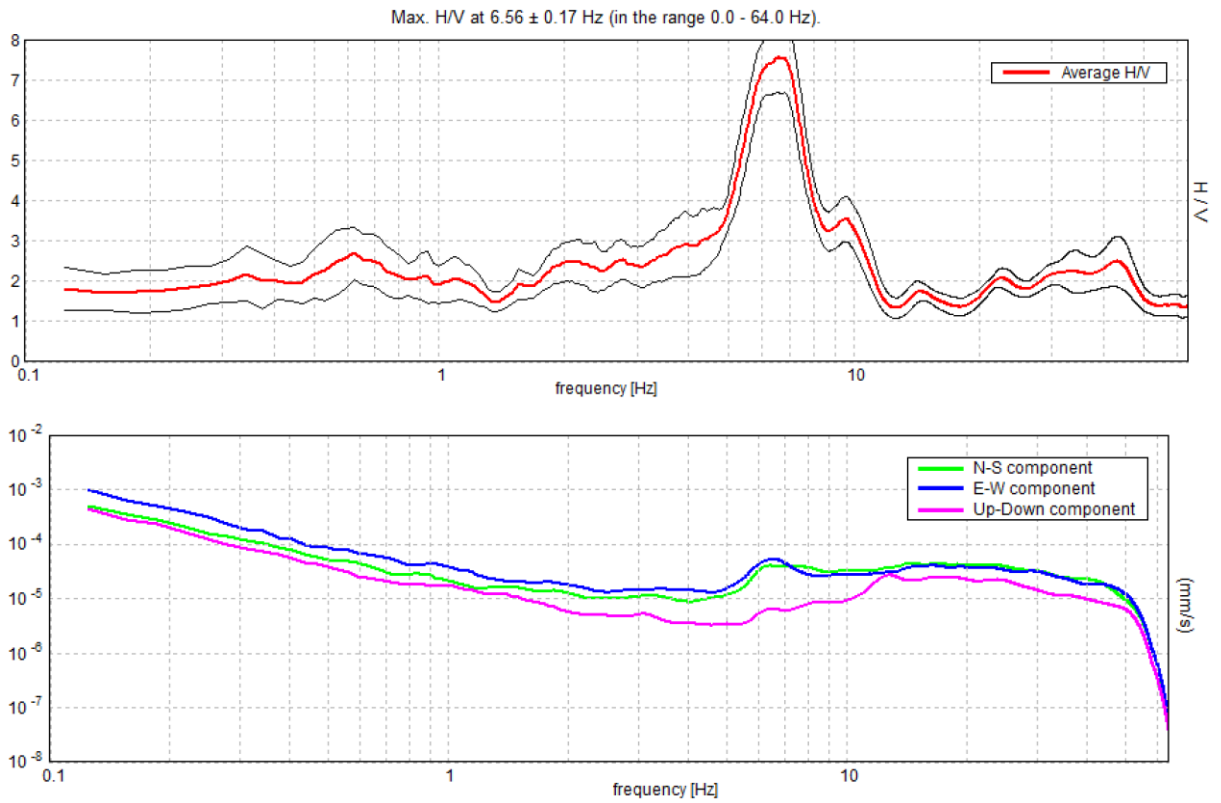
MISURA HVT036



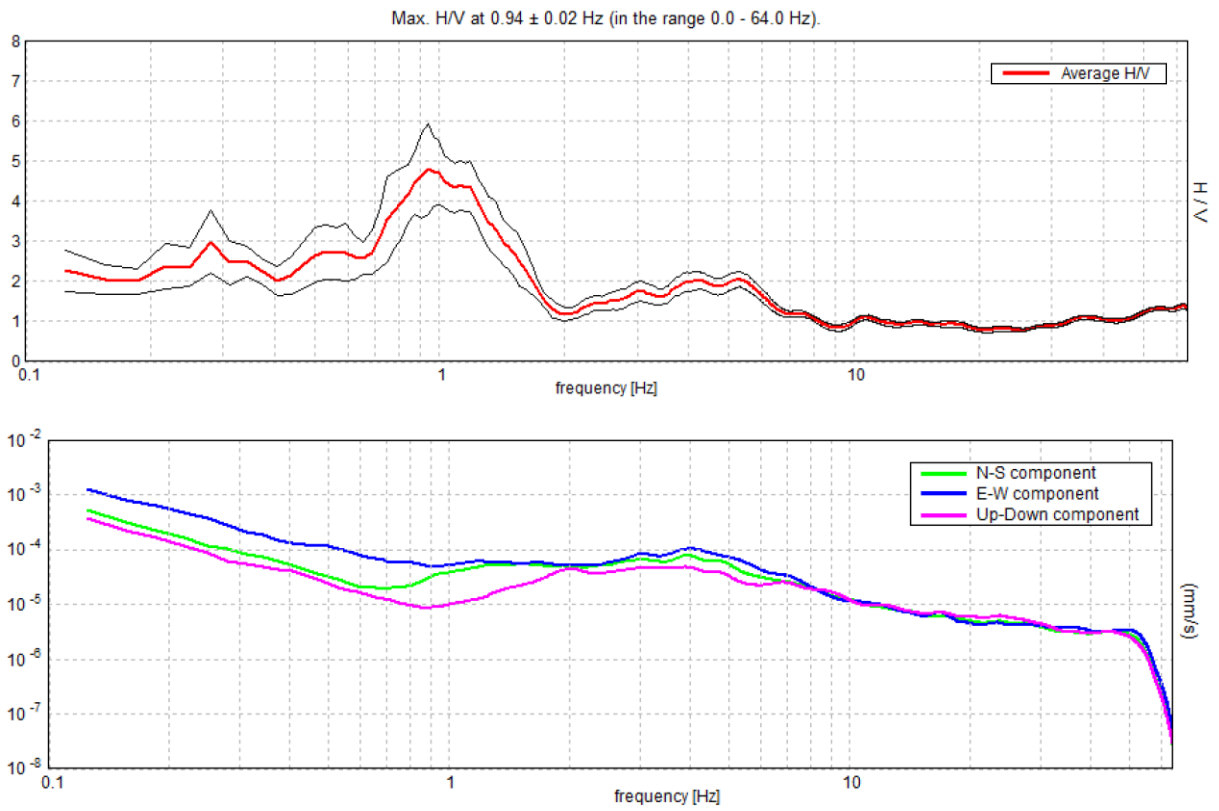
MISURA HVT037



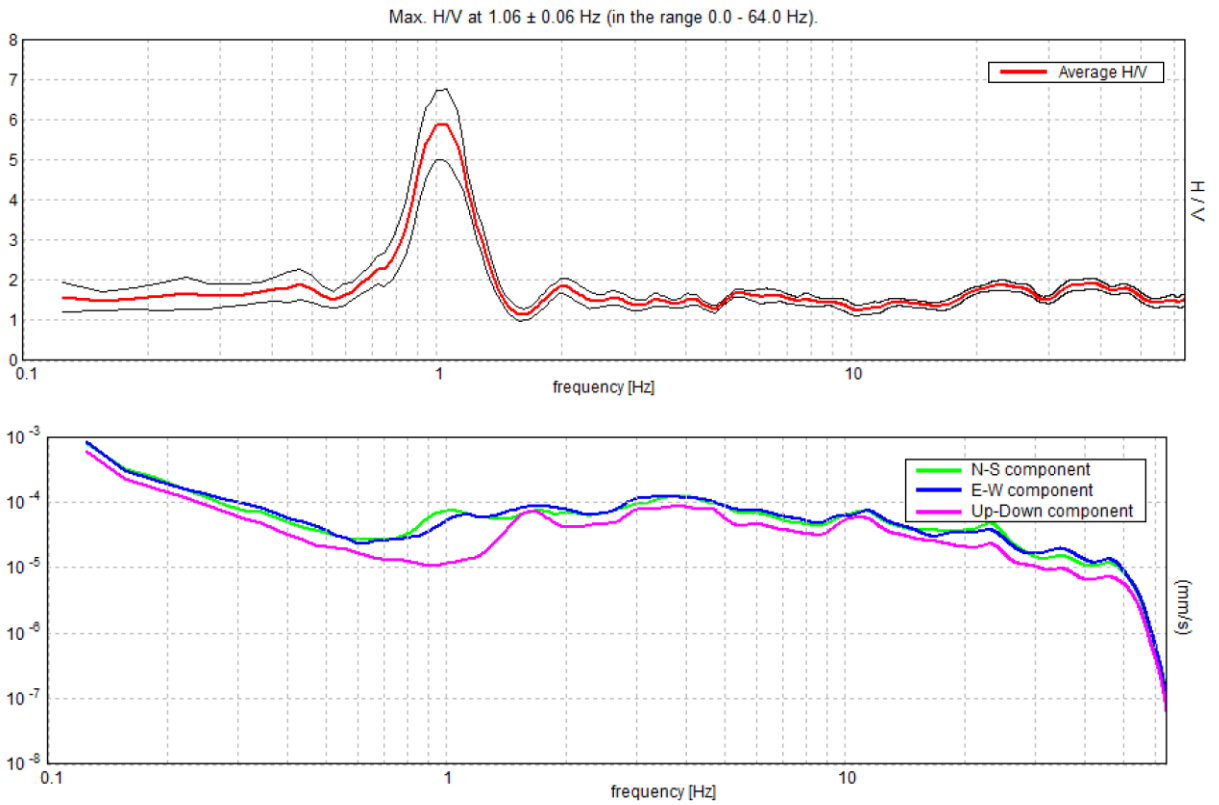
MISURA HVT038



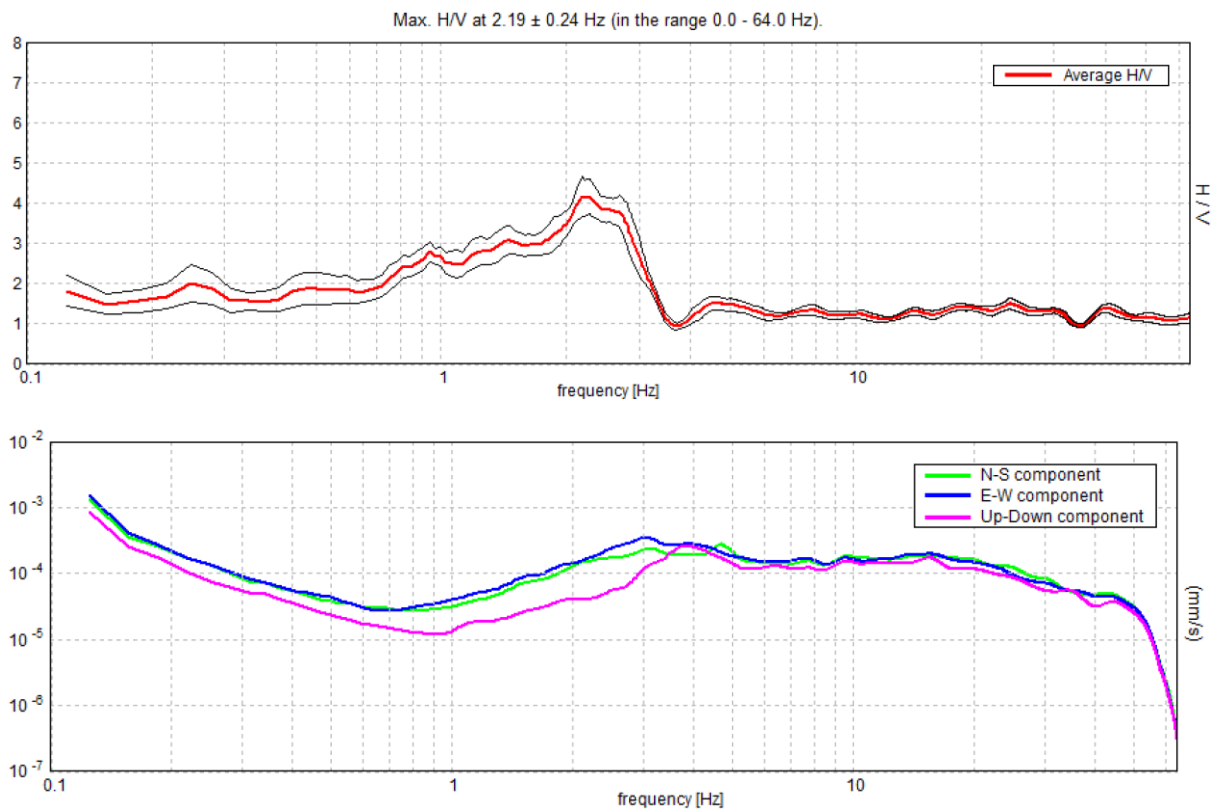
MISURA HVT039



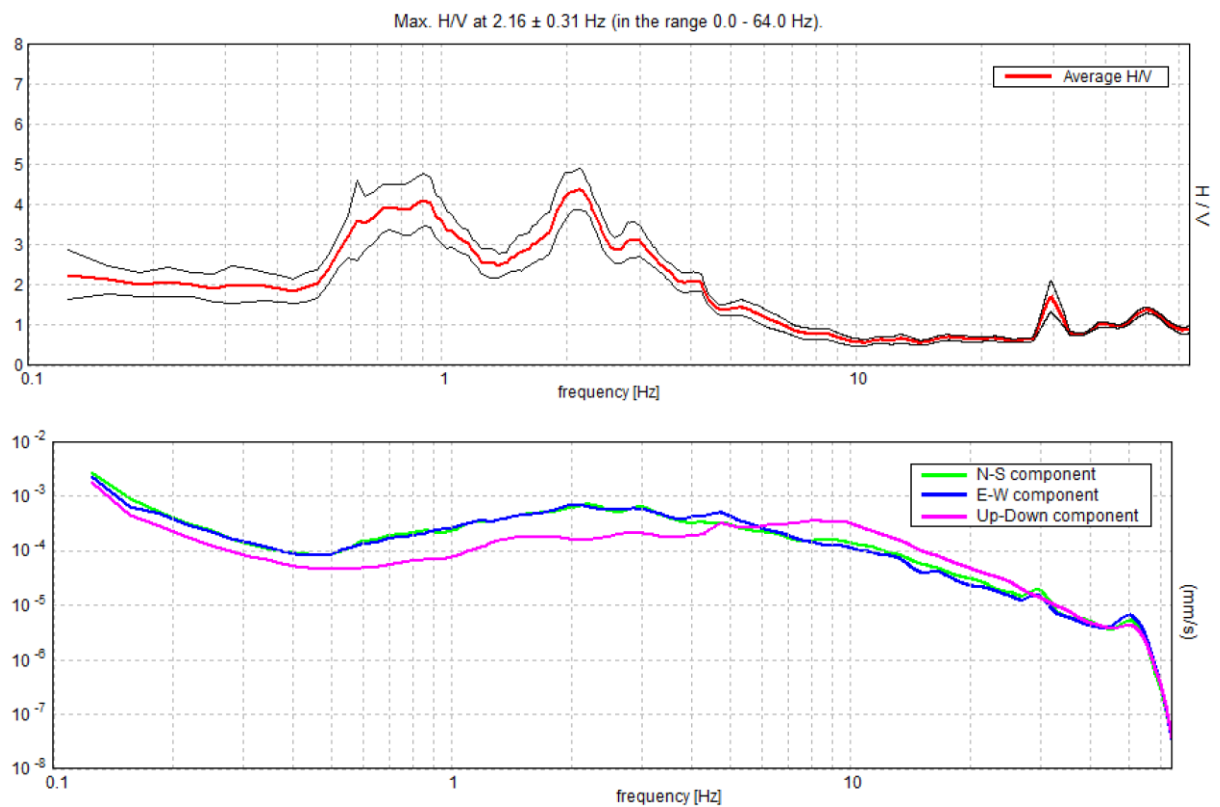
MISURA HVT040



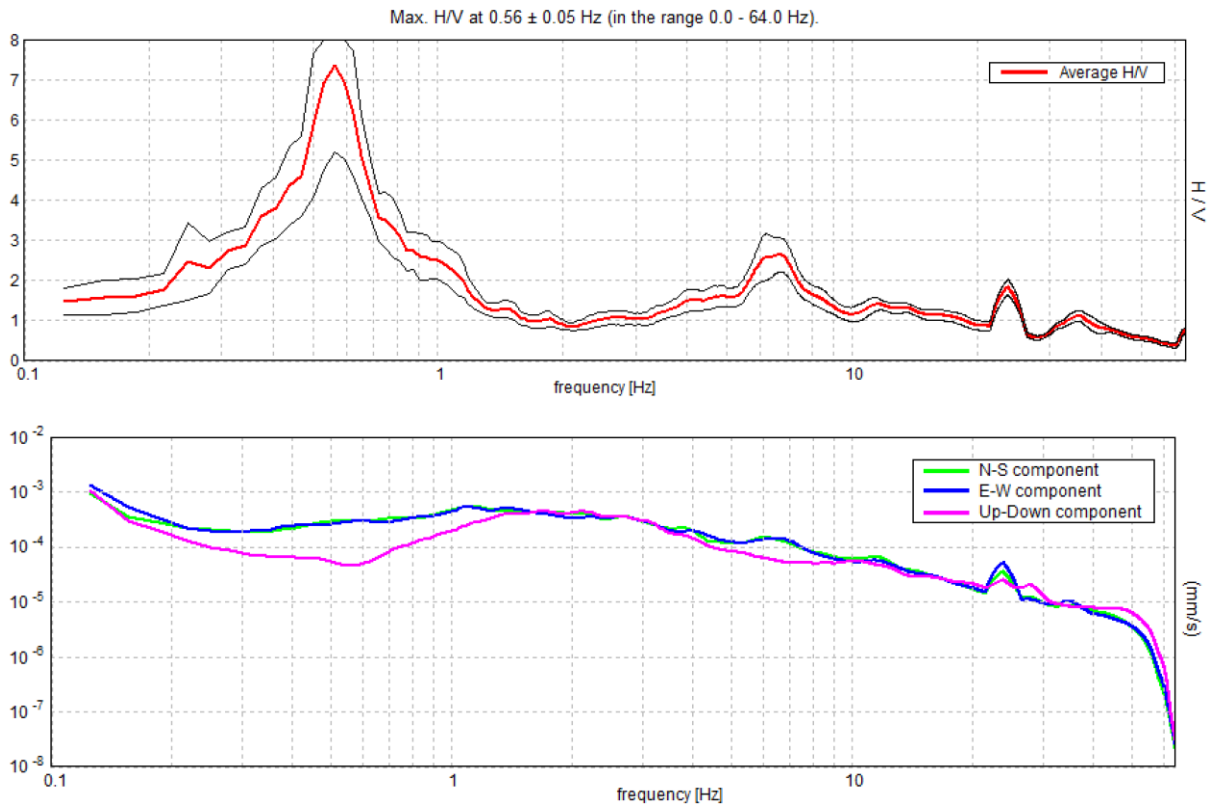
MISURA HVT041



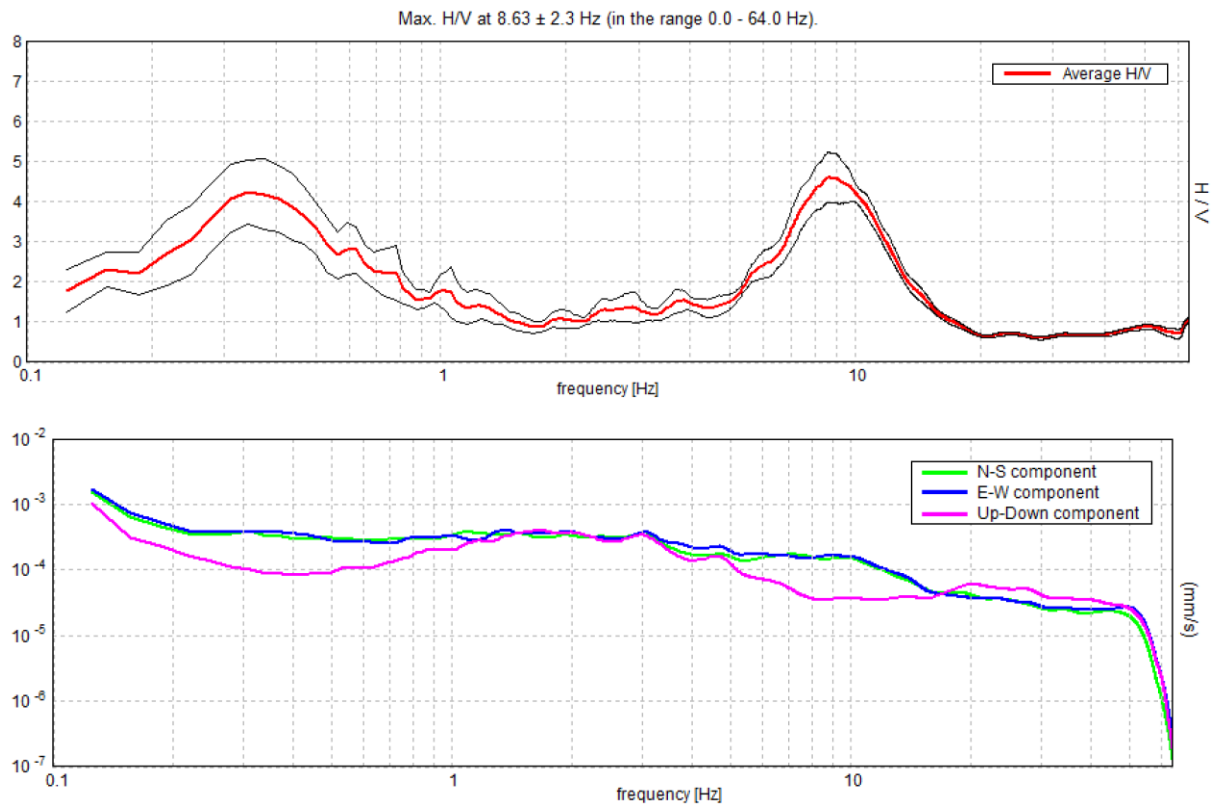
MISURA HVT042



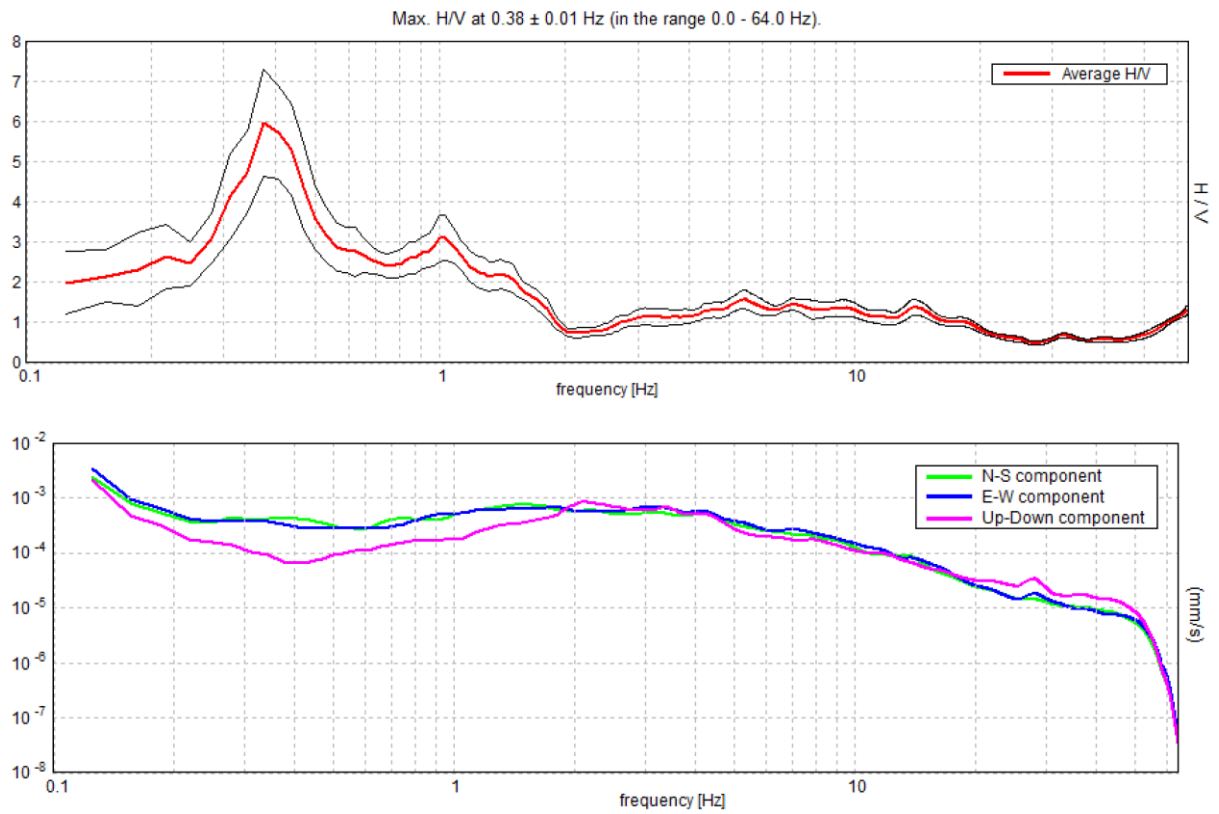
MISURA HVT043



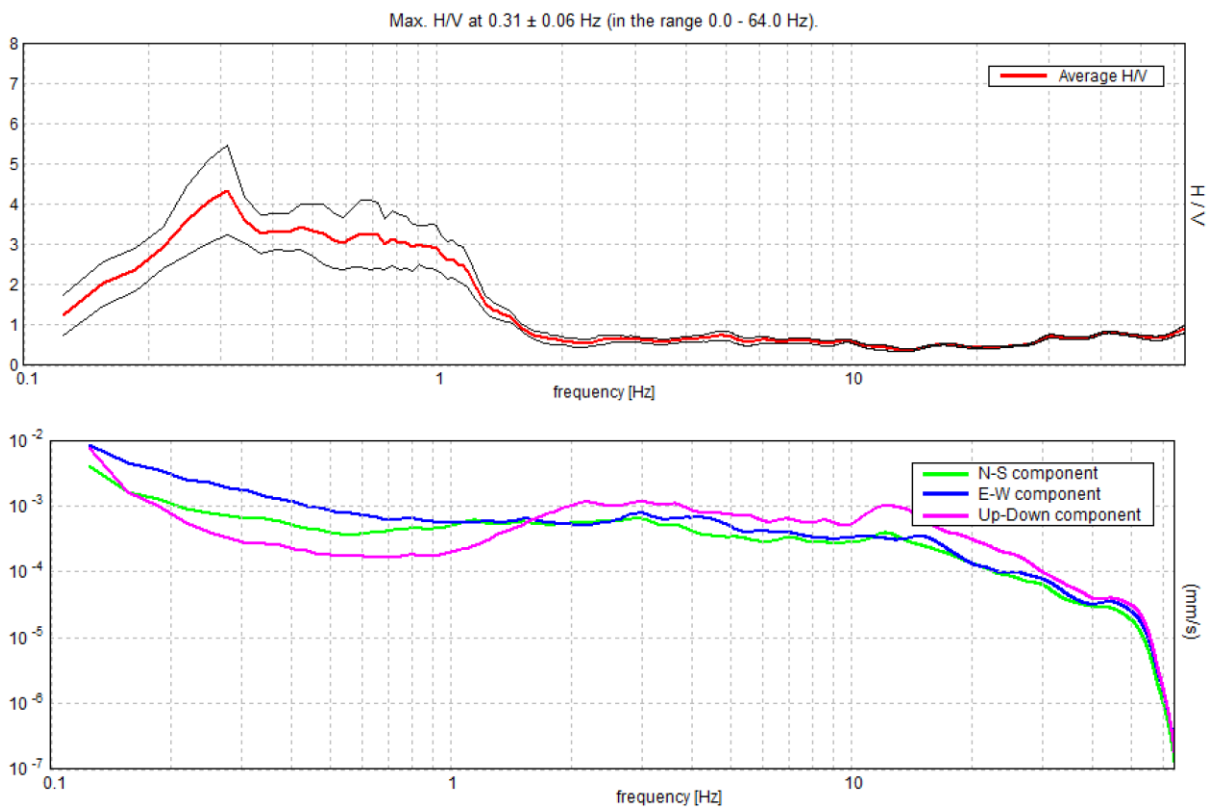
MISURA HVT044



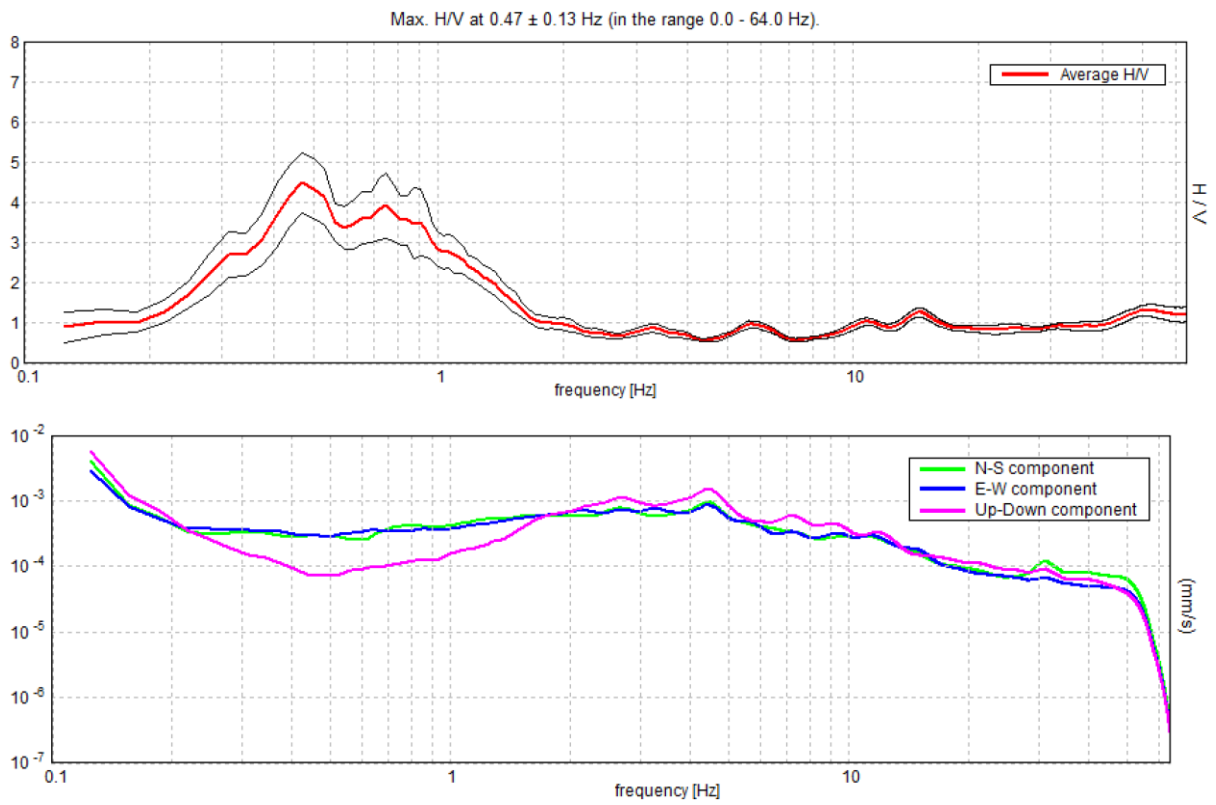
MISURA HVT045



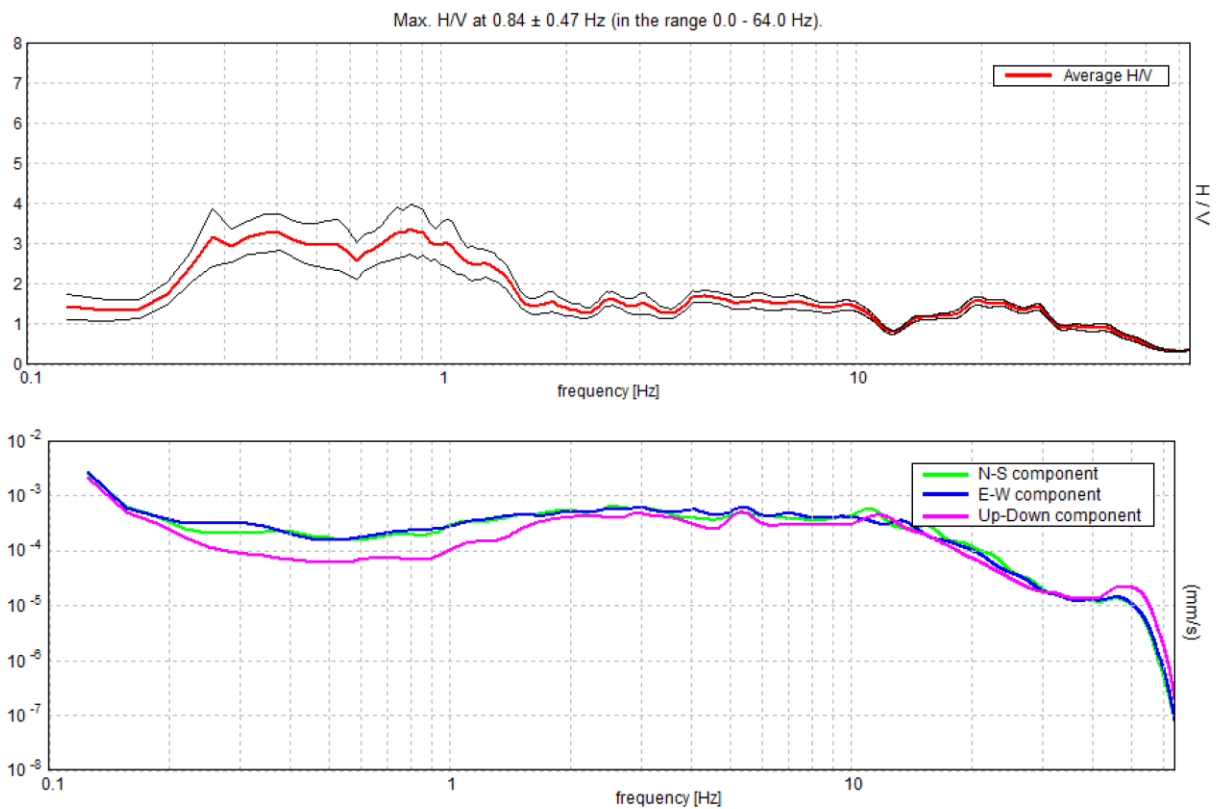
MISURA HVT046



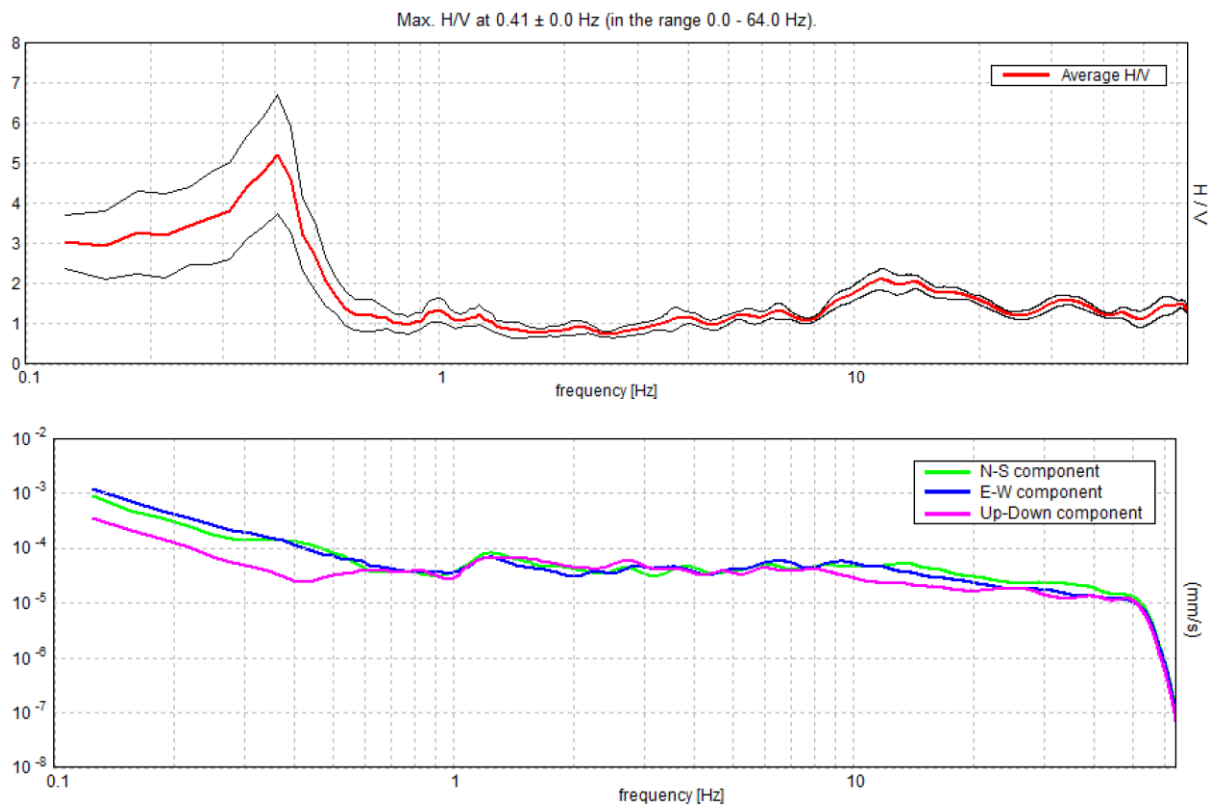
MISURA HVT047



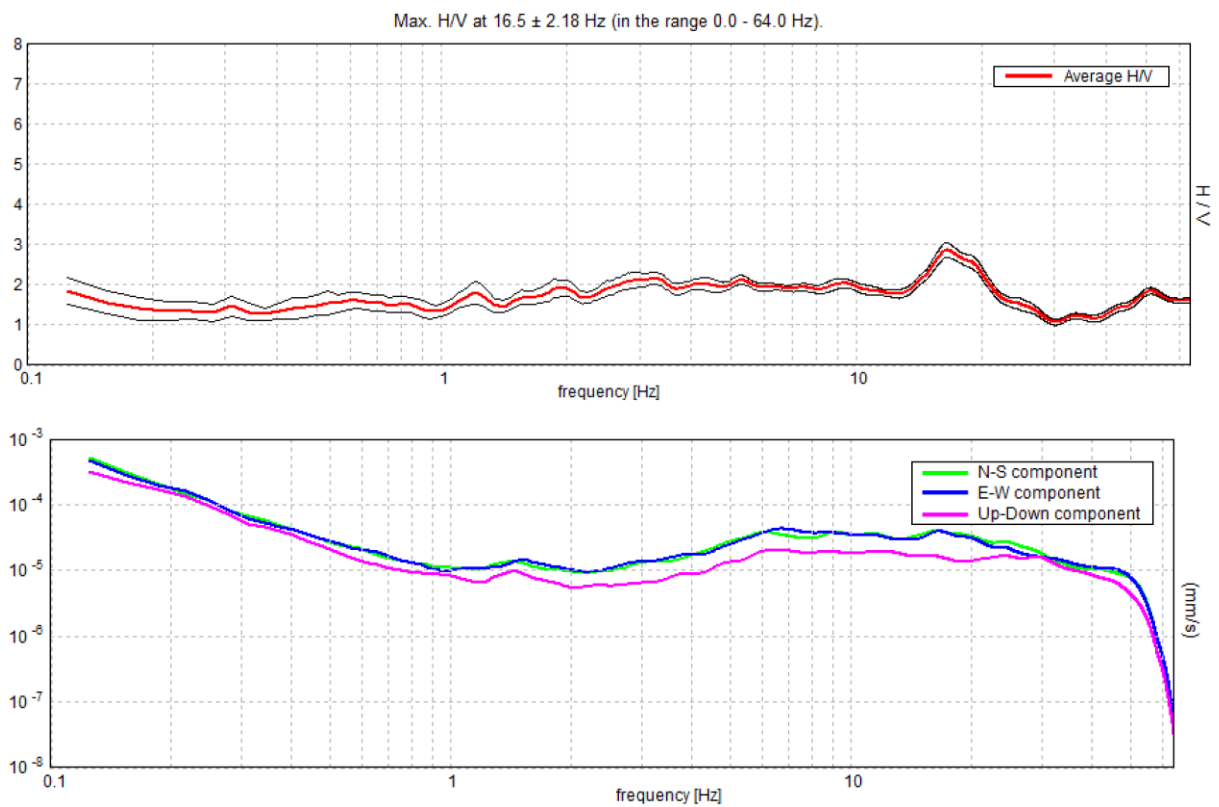
MISURA HVT048



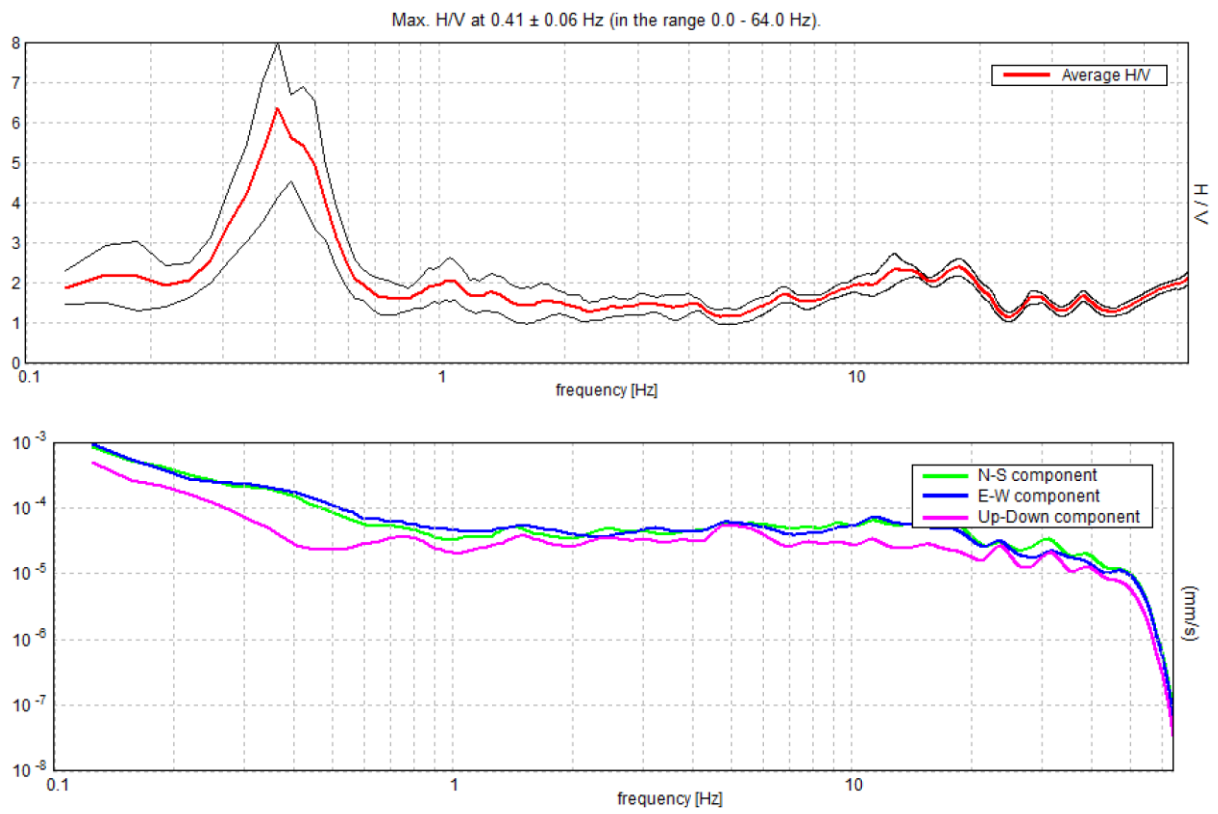
MISURA HVT049



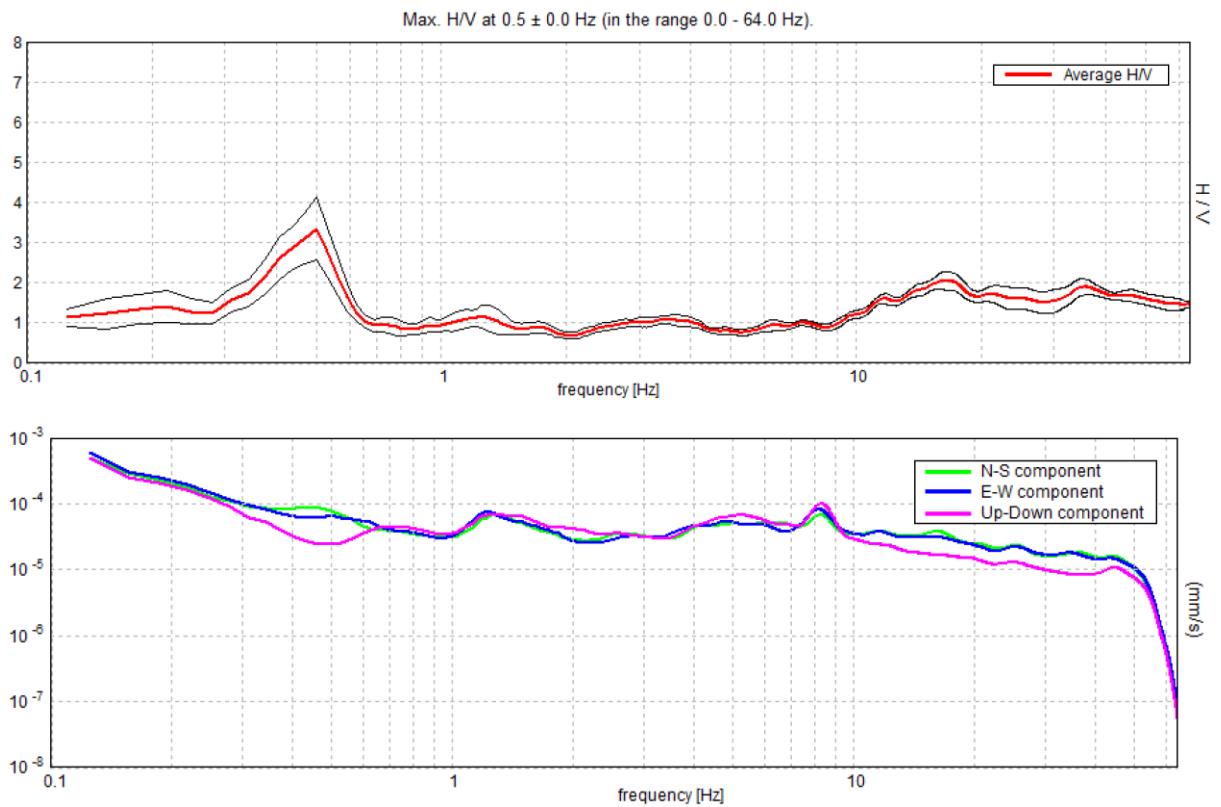
MISURA HVT050



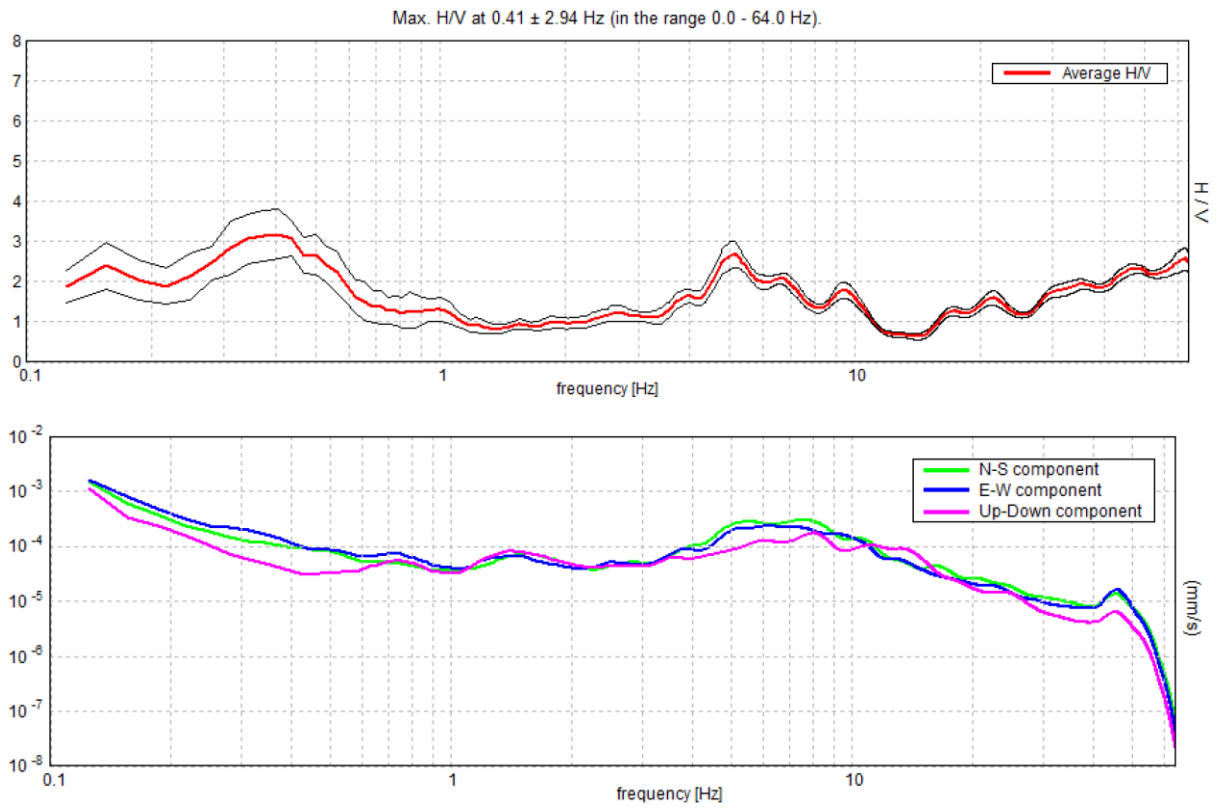
MISURA HVT051



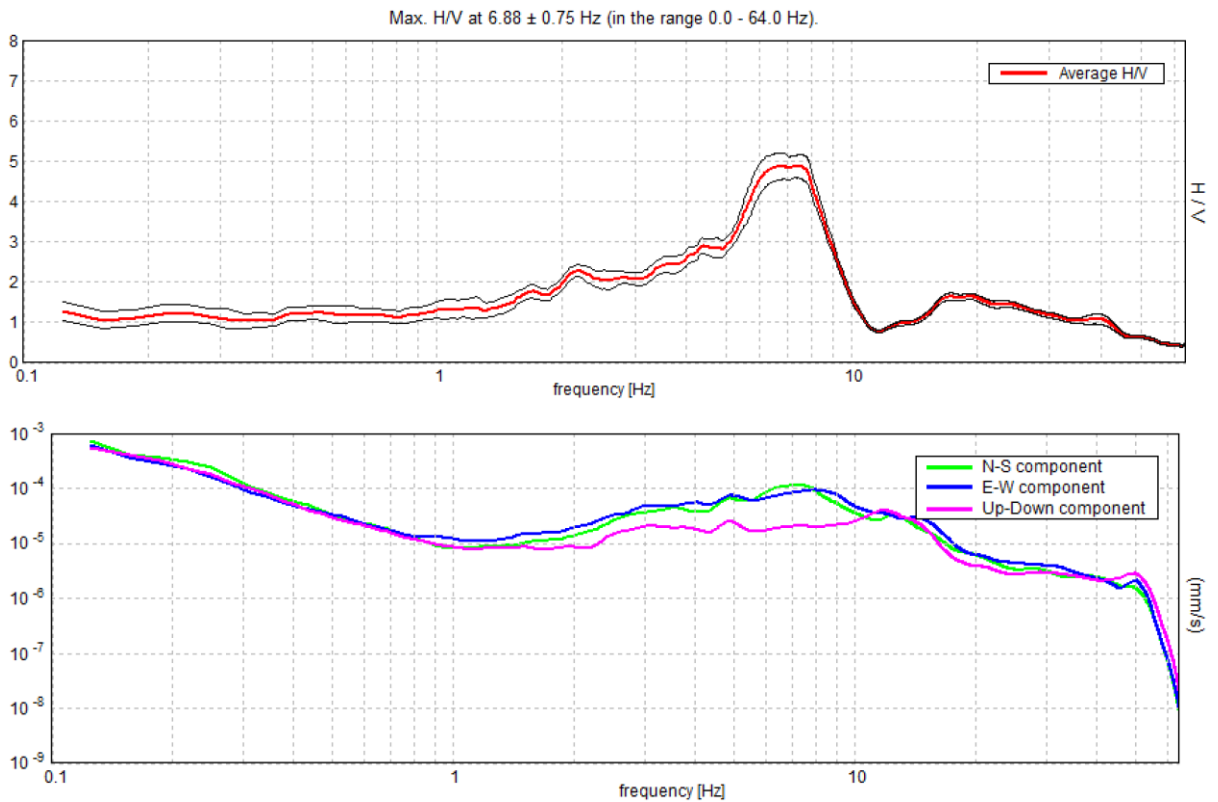
MISURA HVT052



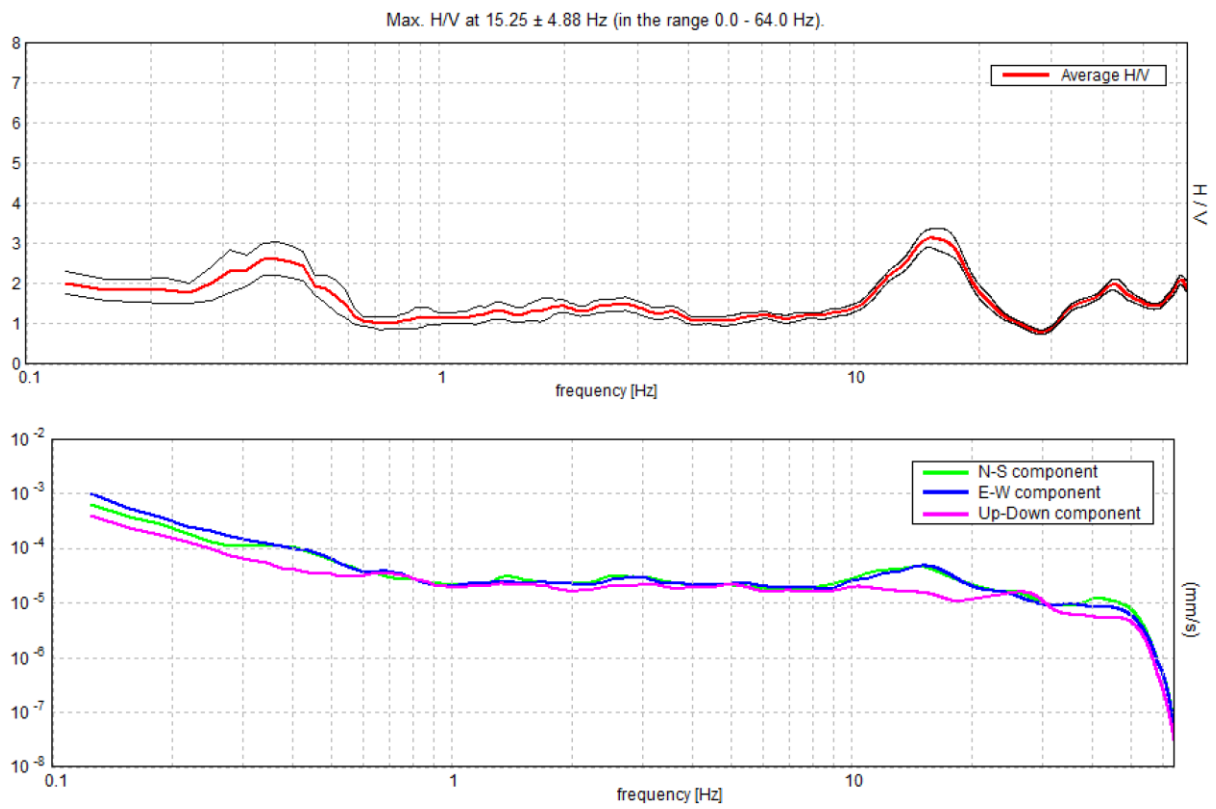
MISURA HVT053



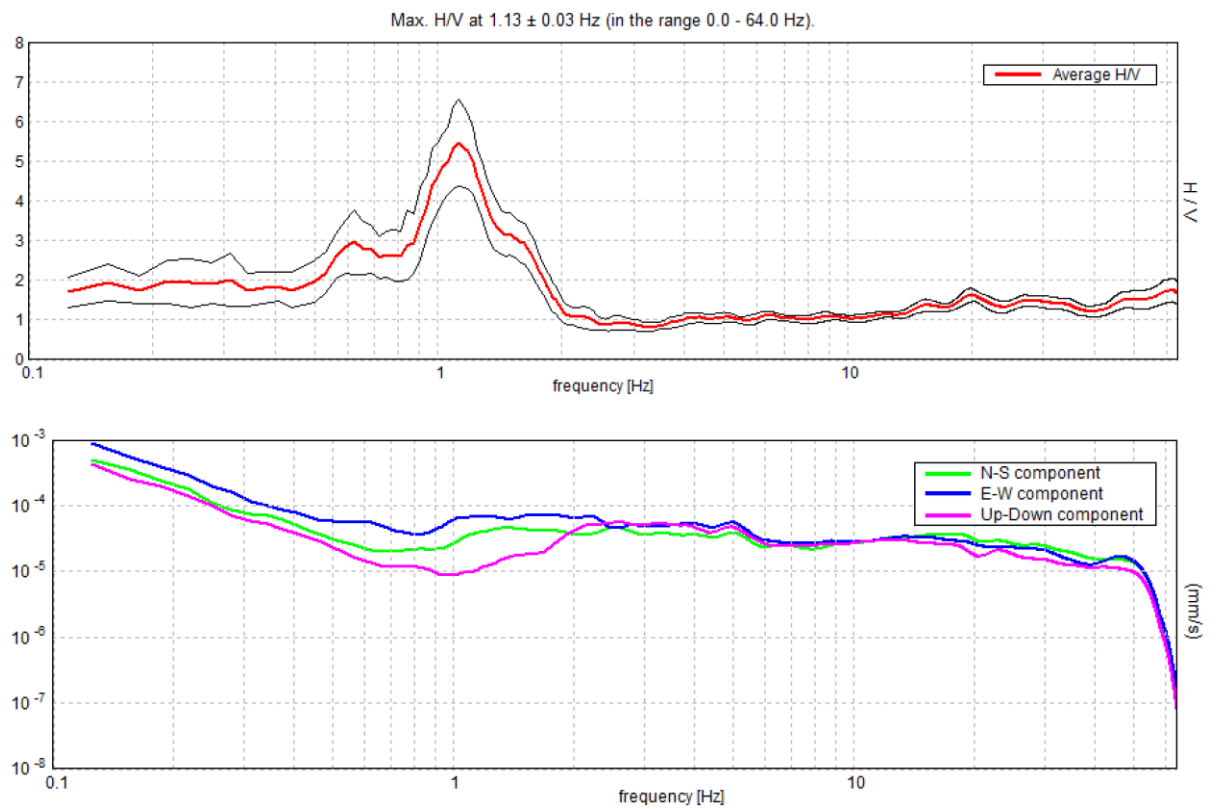
MISURA HVT054



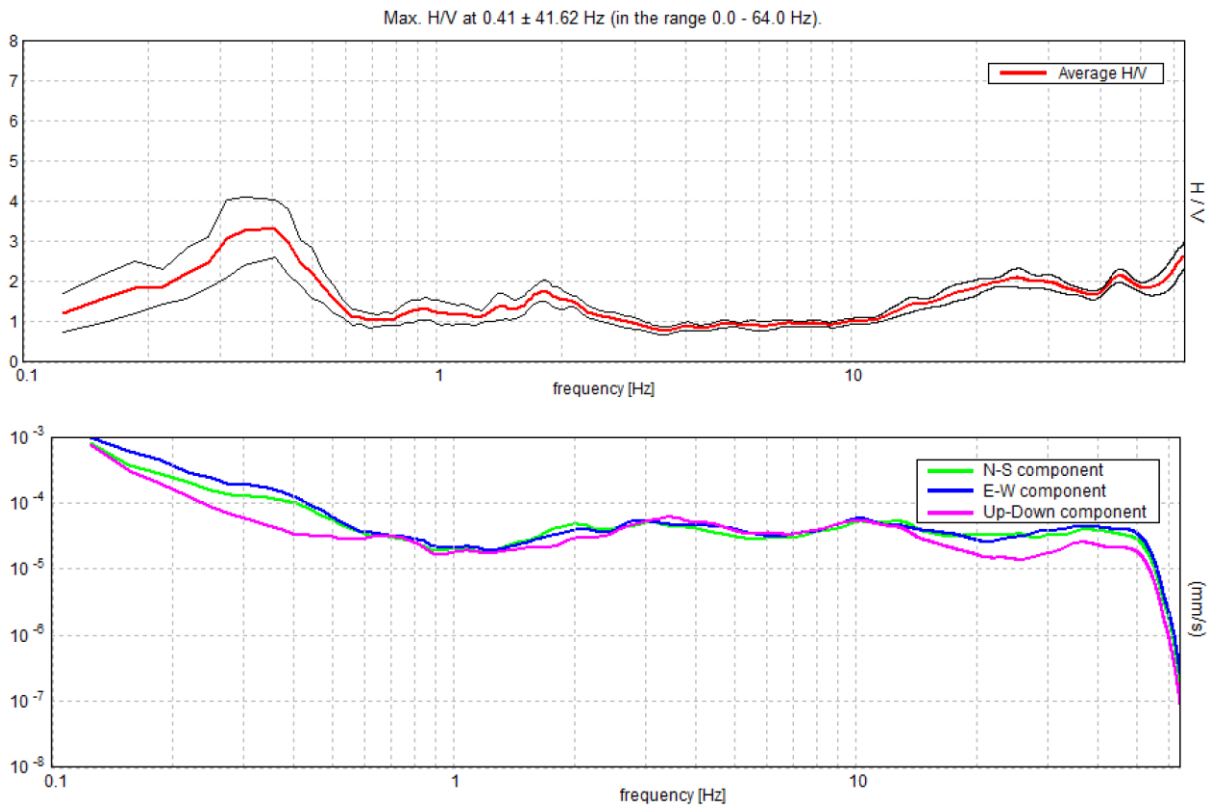
MISURA HVT055



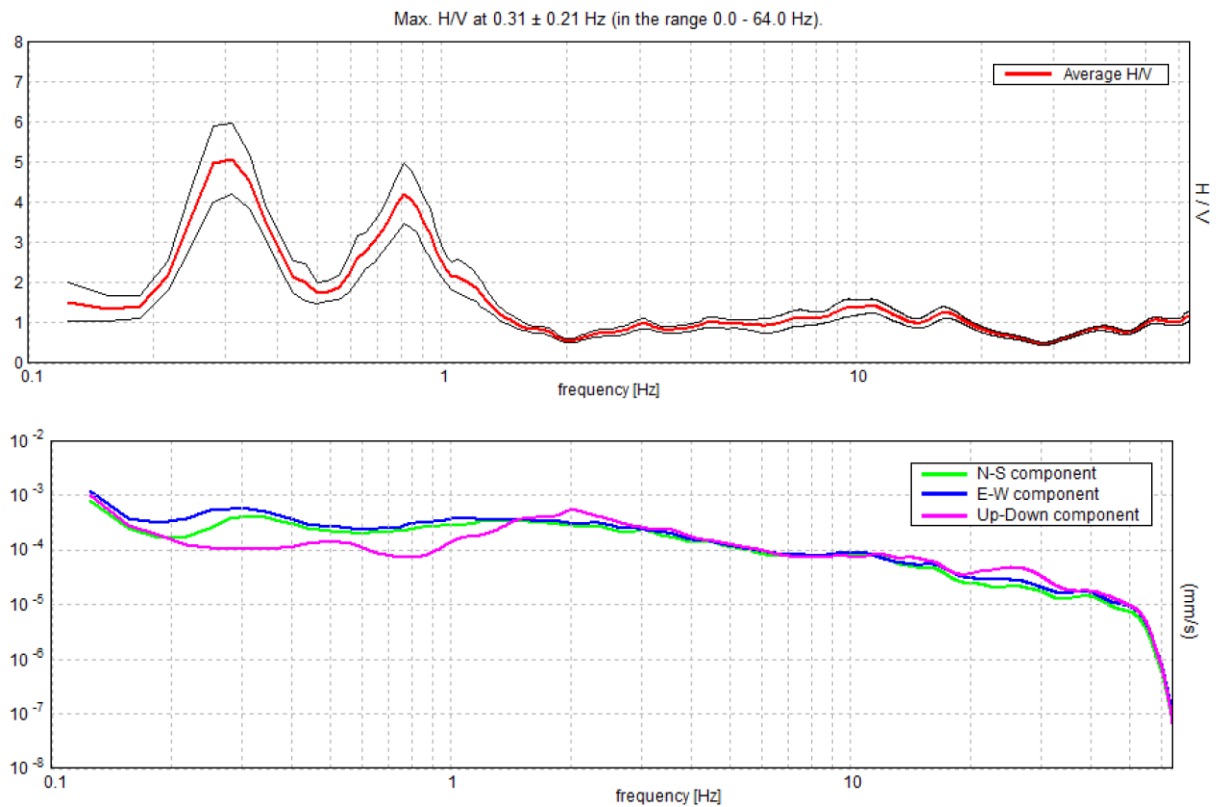
MISURA HVT056



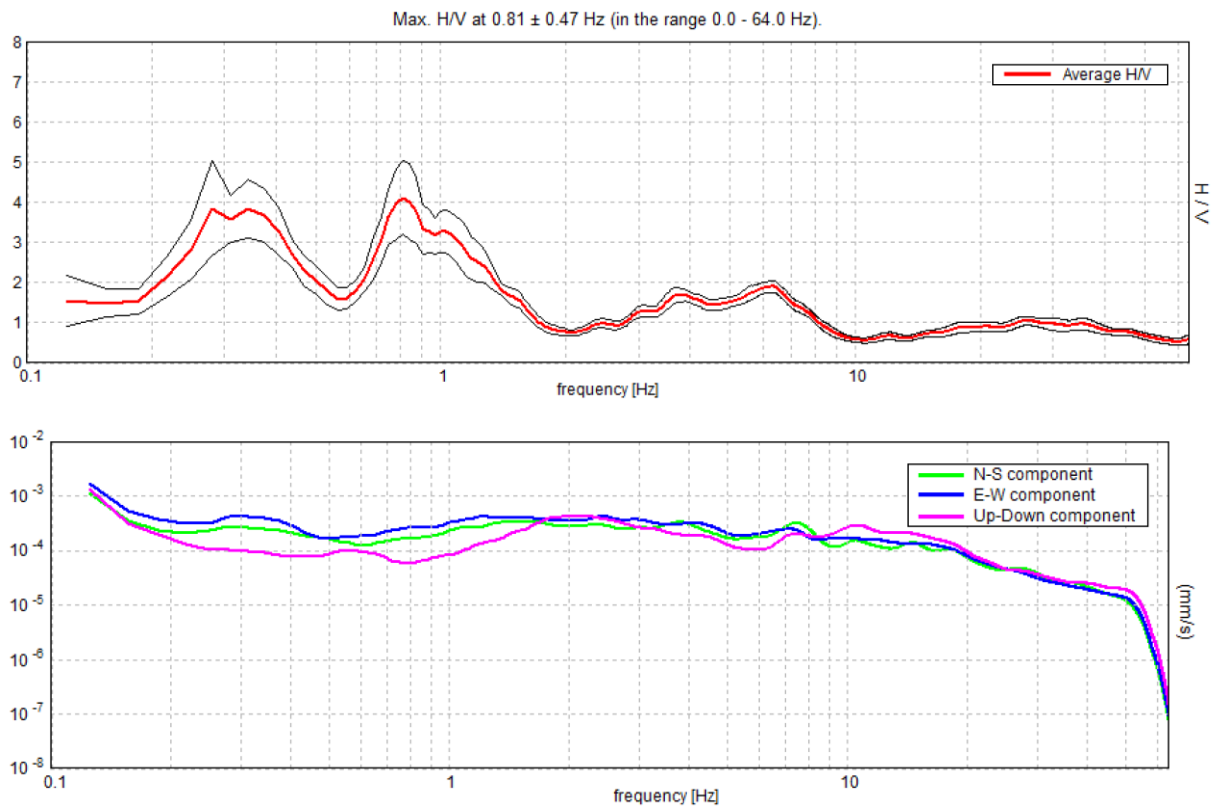
MISURA HVT058



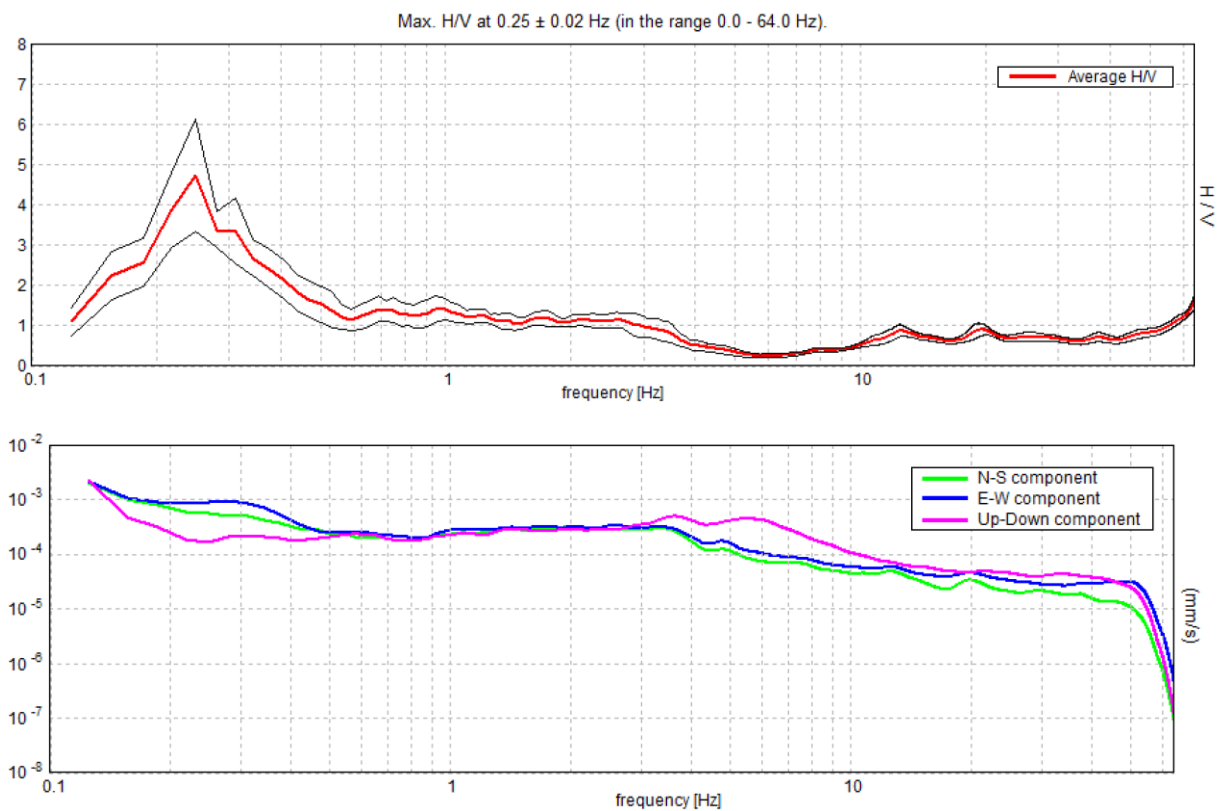
MISURA HVT059



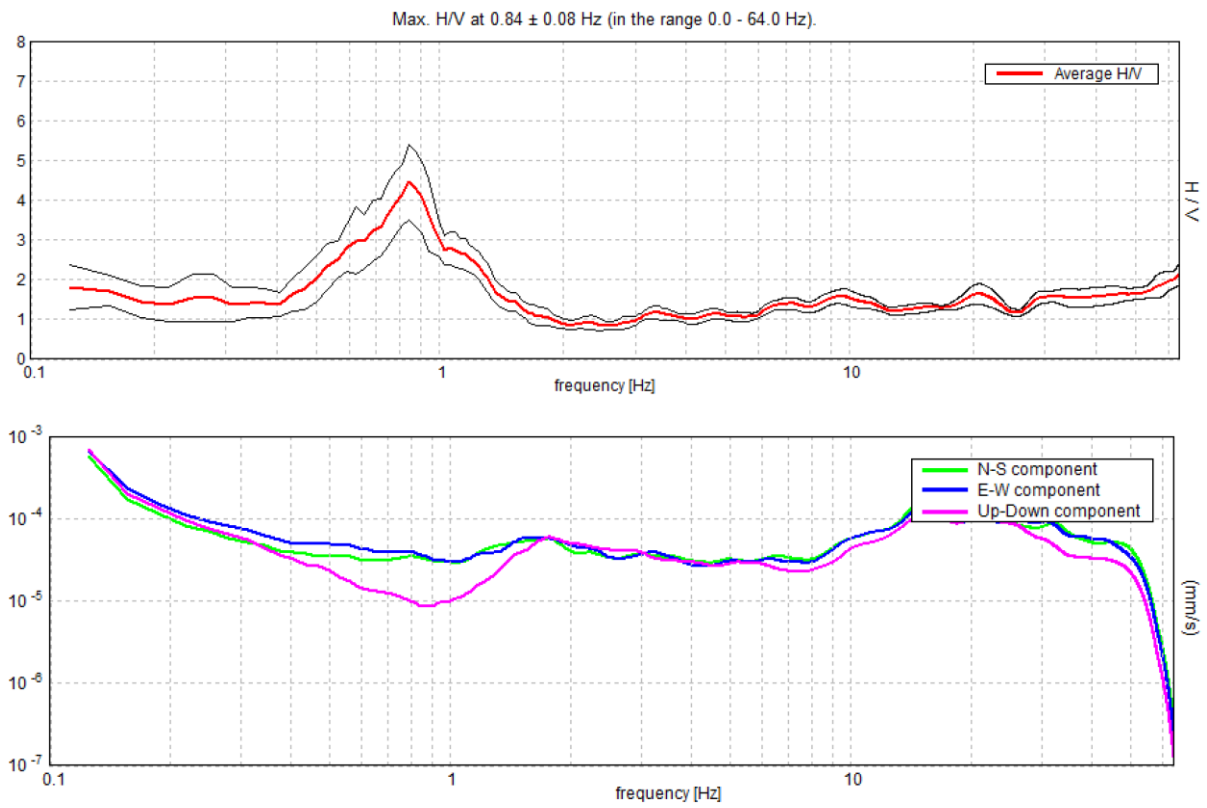
MISURA HVT060



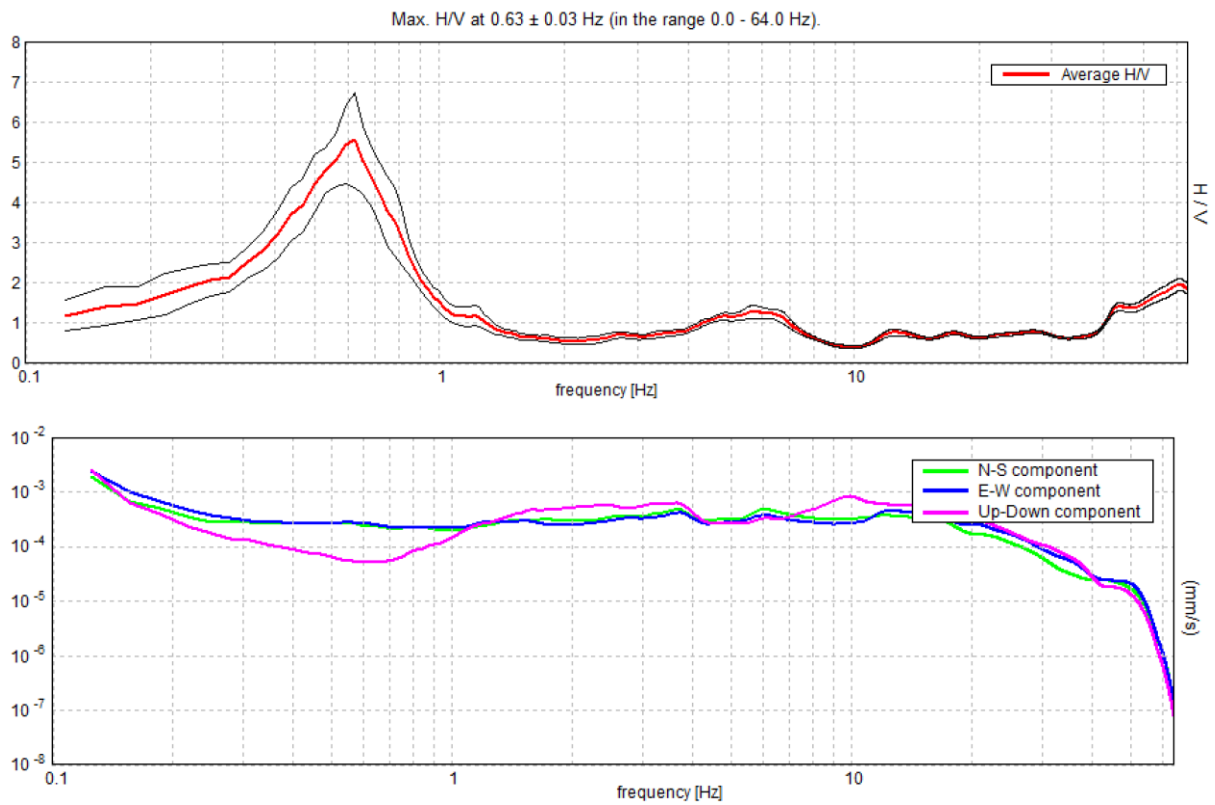
MISURA HVT061



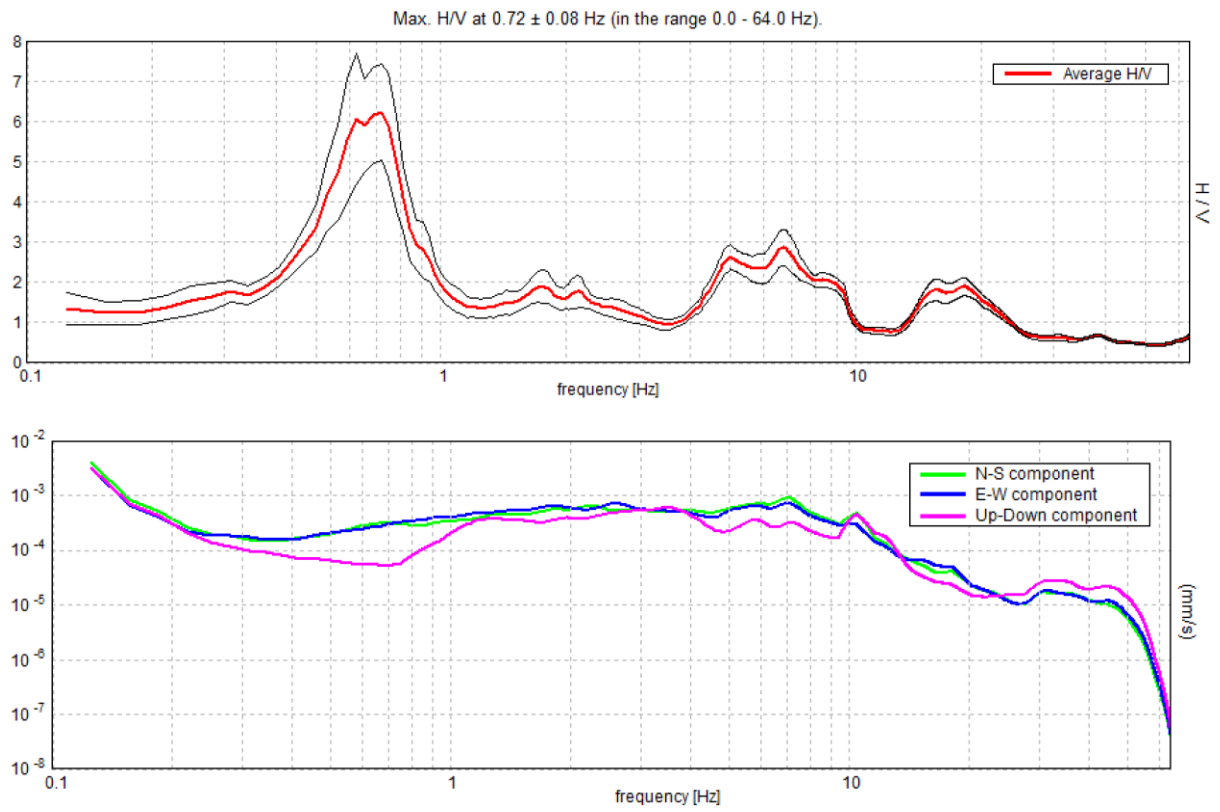
MISURA HVT062



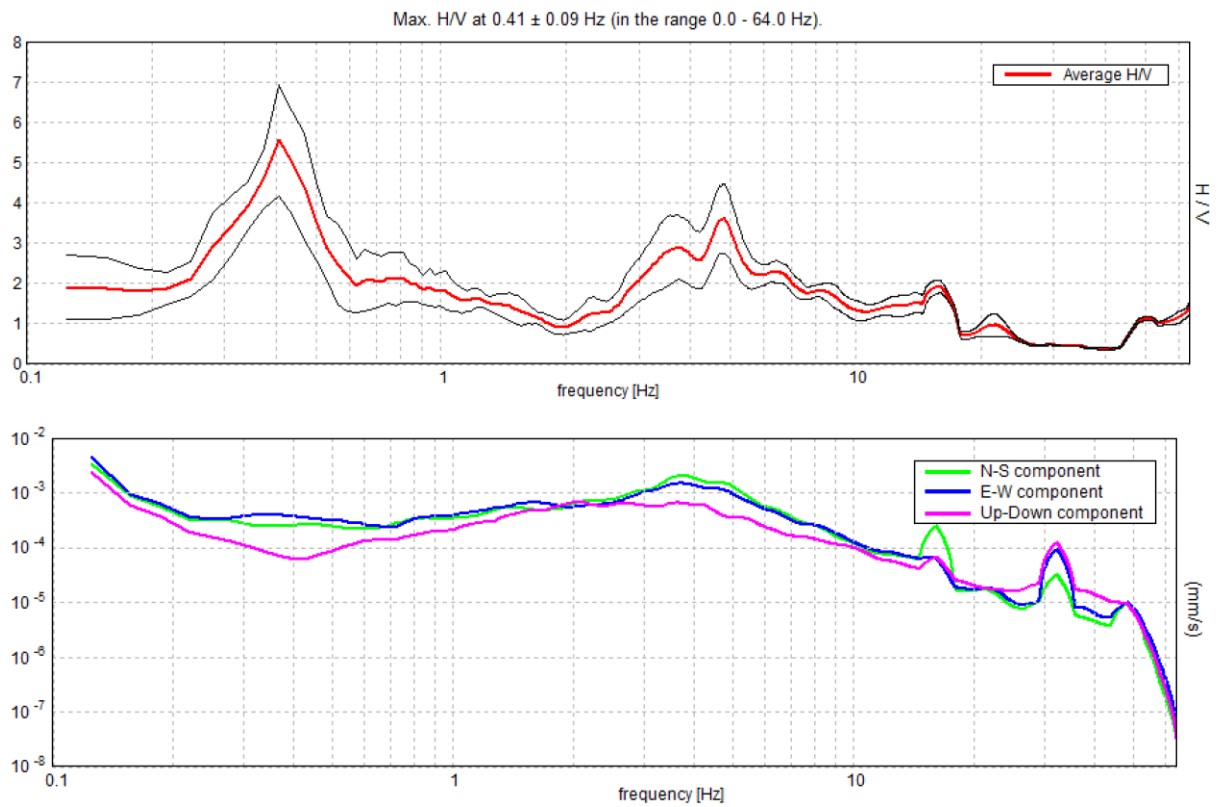
MISURA HVT063



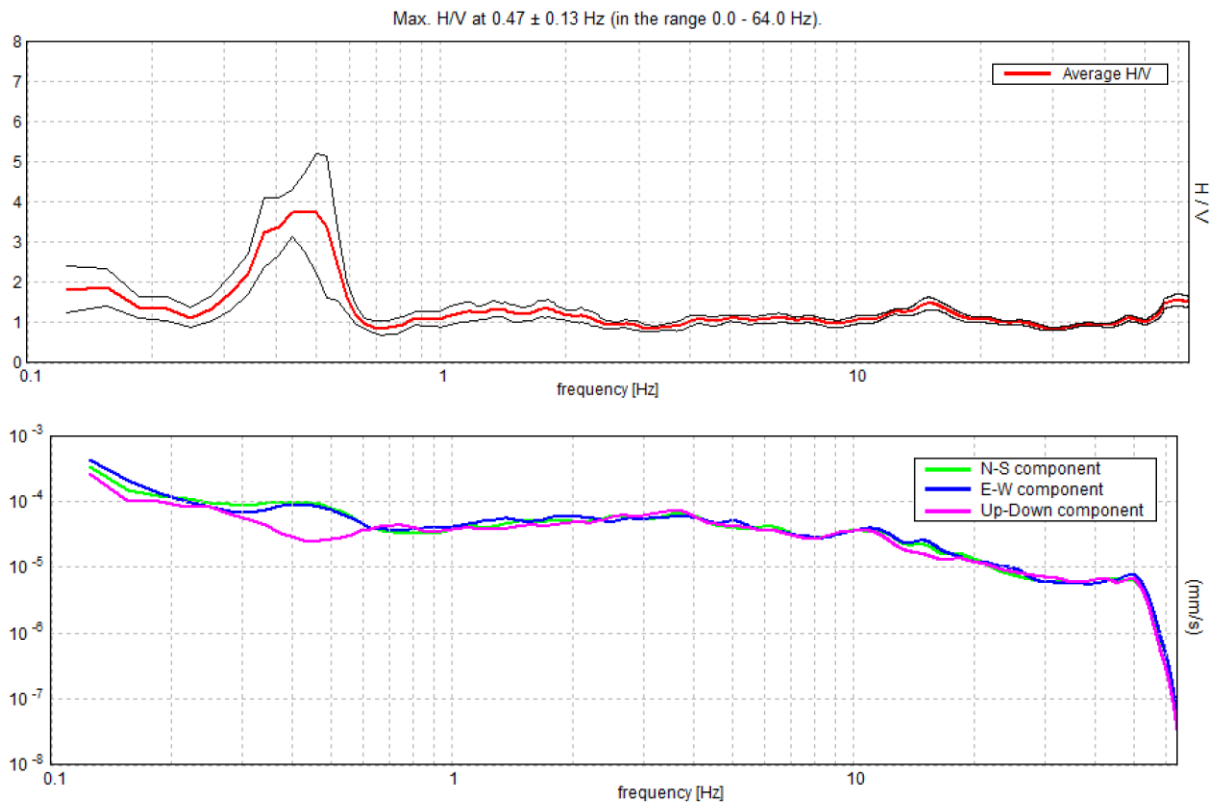
MISURA HVT064



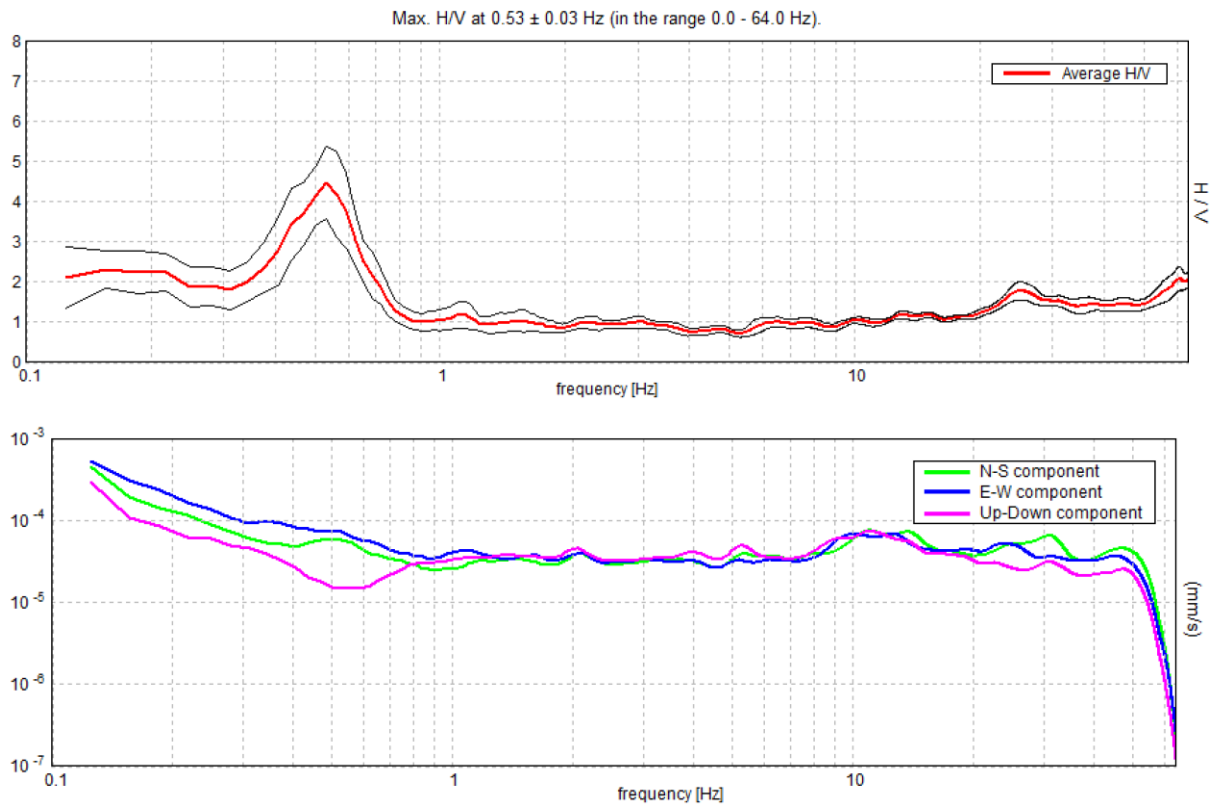
MISURA HVT065



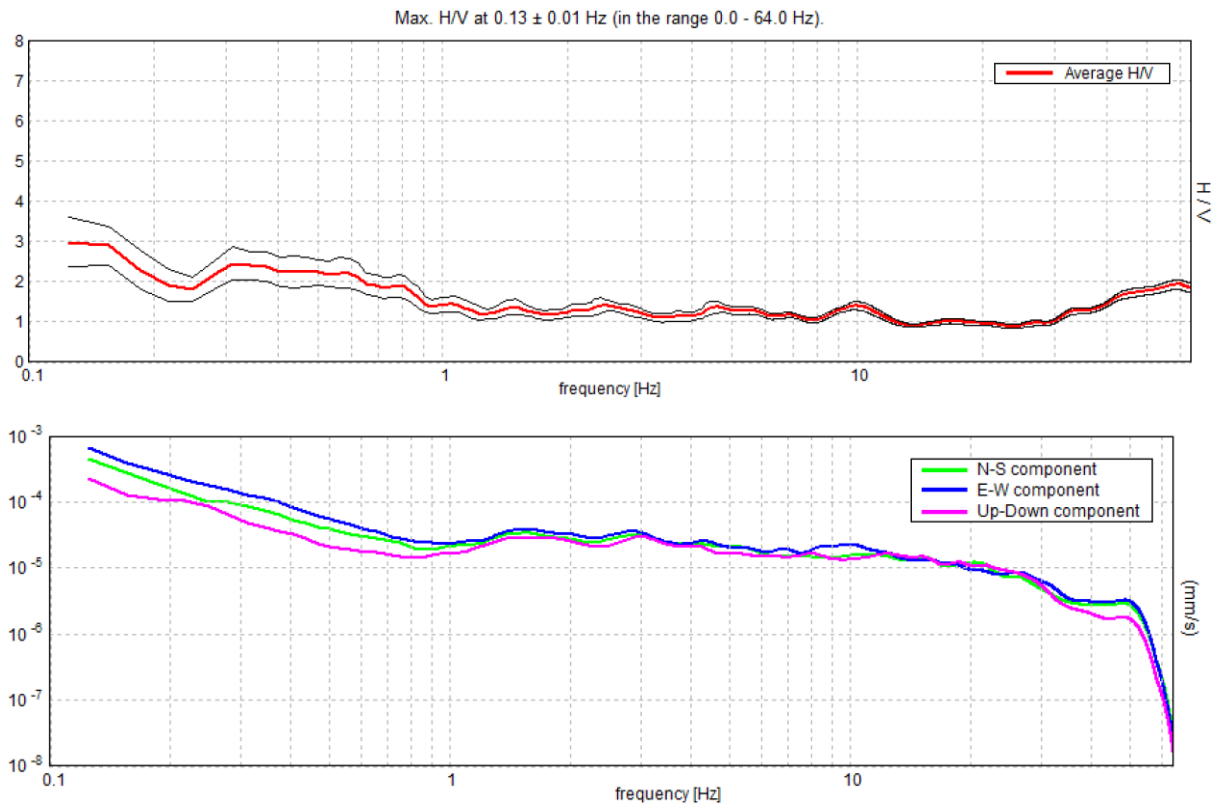
MISURA HVT066



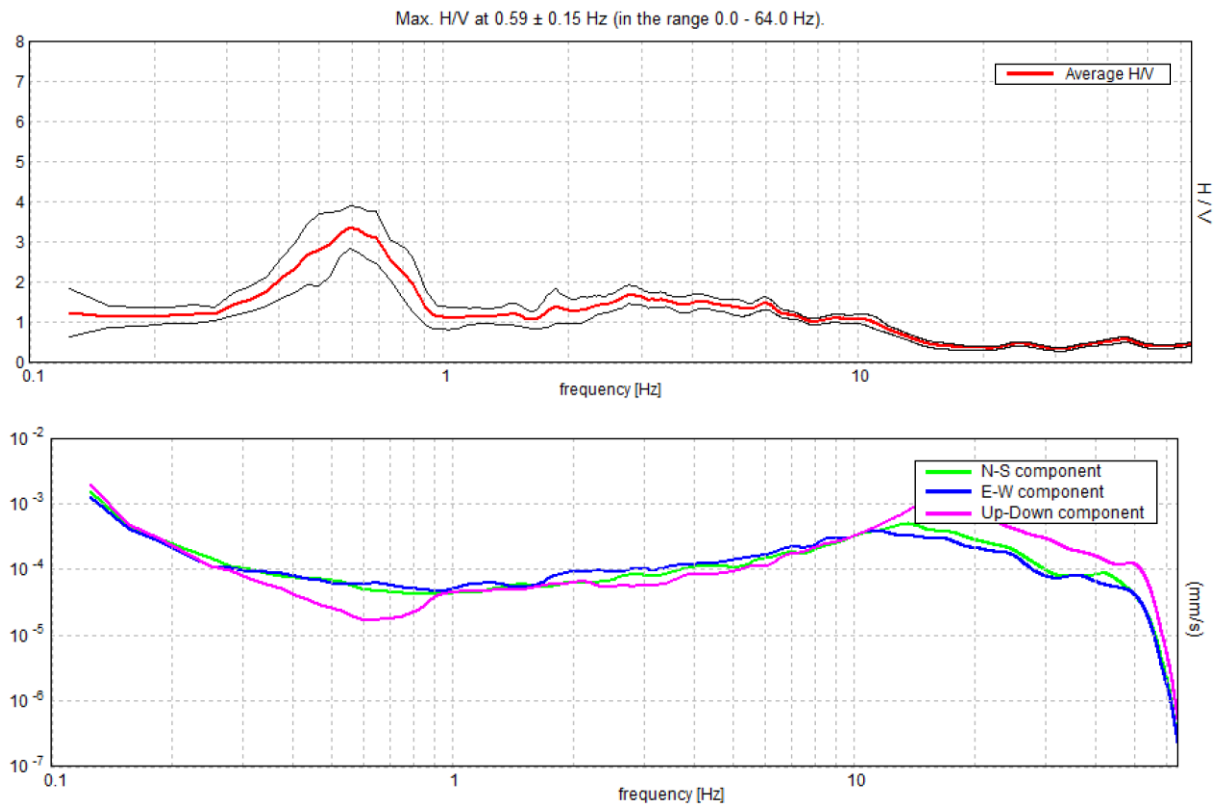
MISURA HVT067



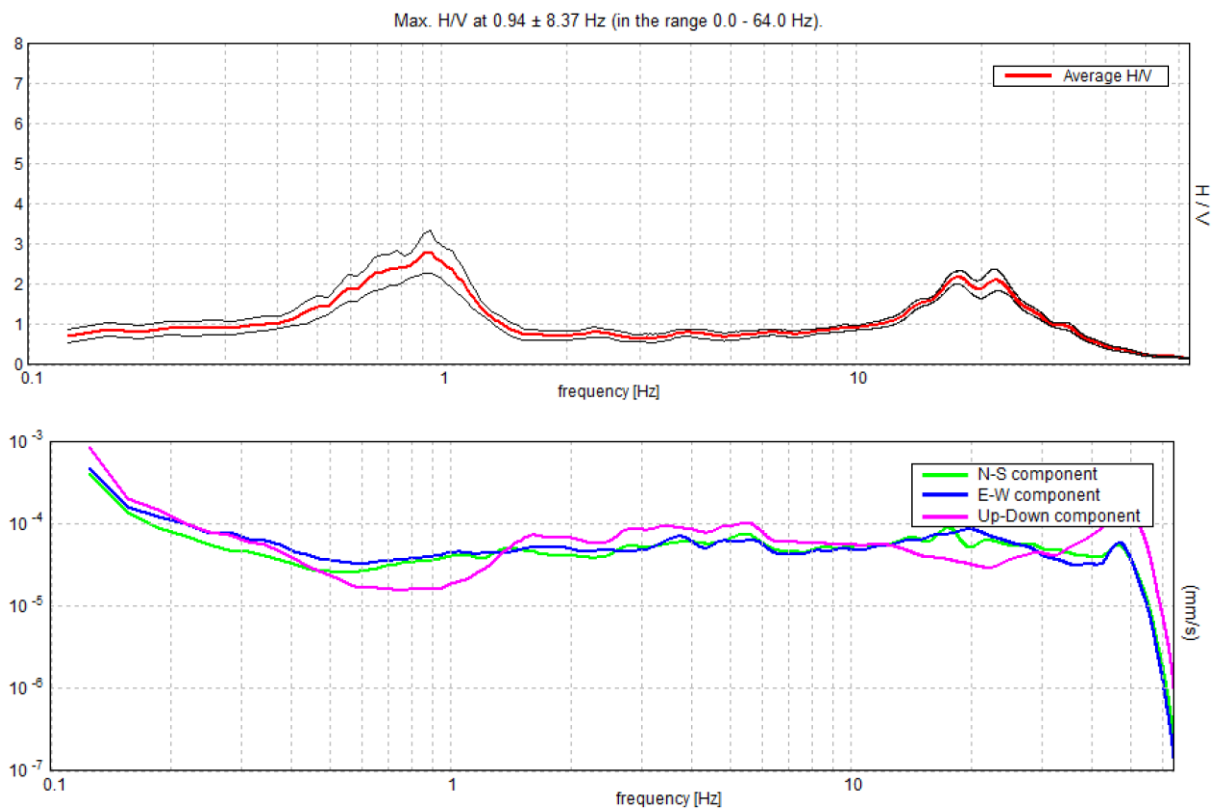
MISURA HVT069



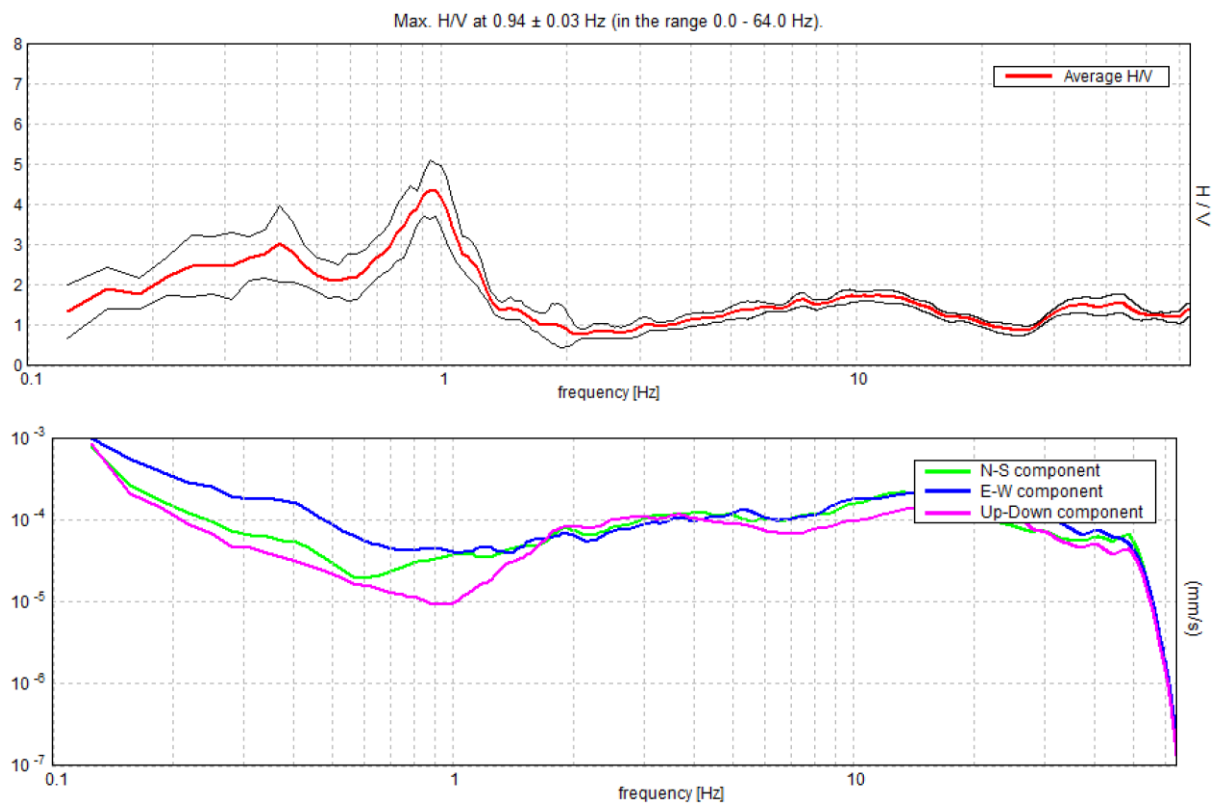
MISURA HVT070



MISURA HVT071

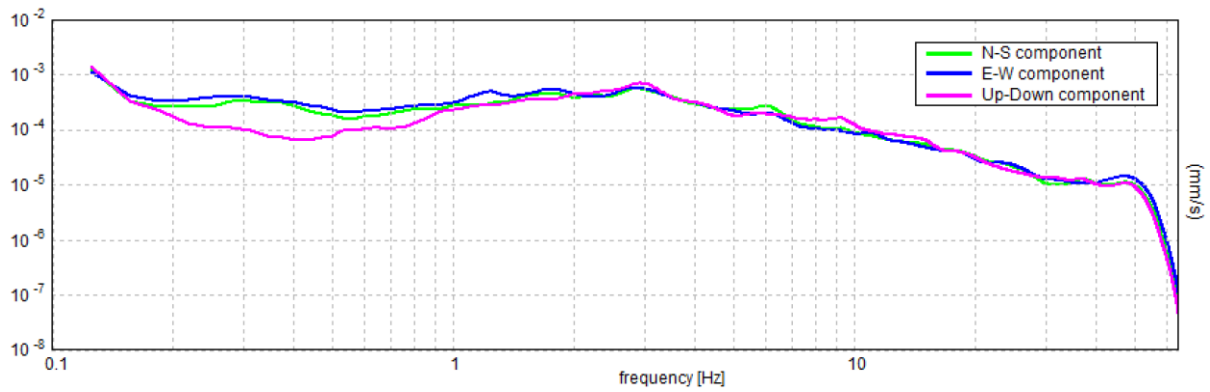
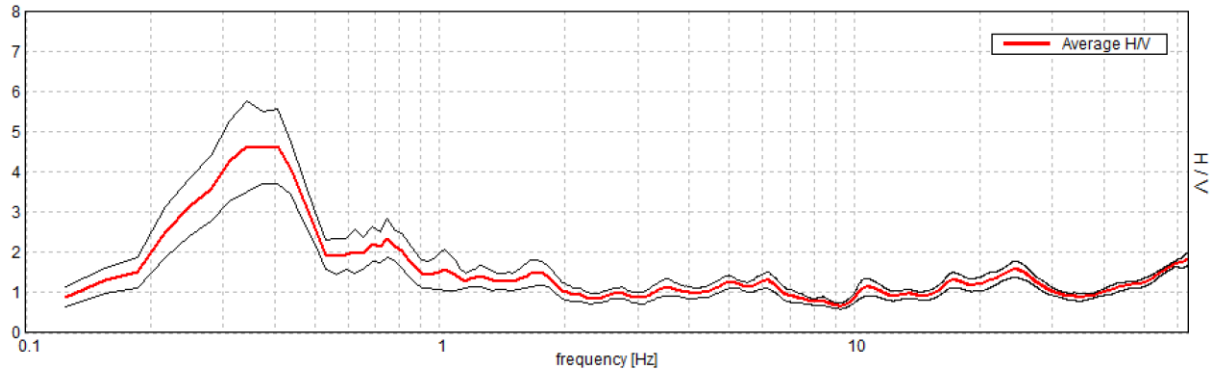


MISURA HVT072



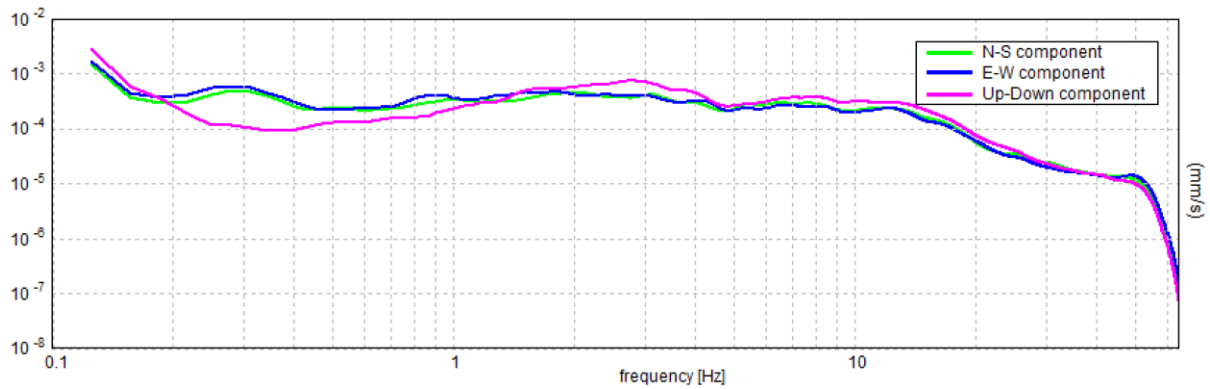
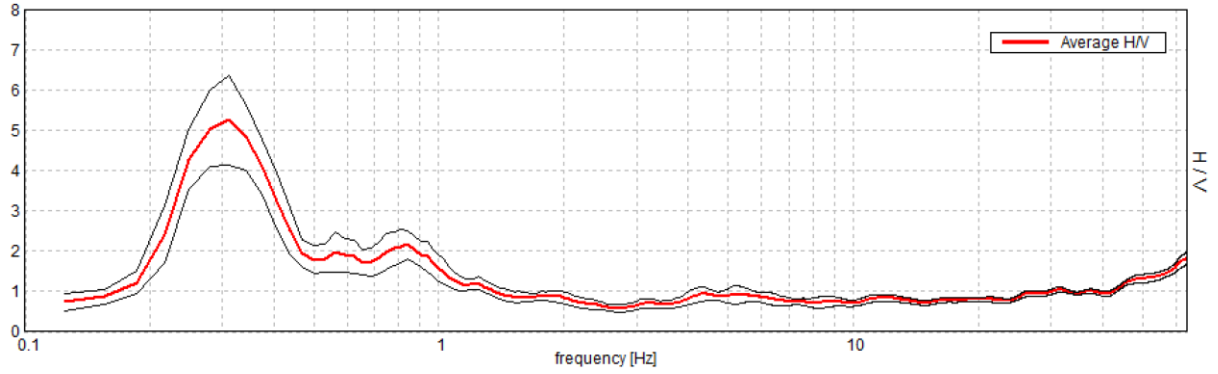
MISURA HVT073

Max. H/V at 0.41 ± 0.06 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

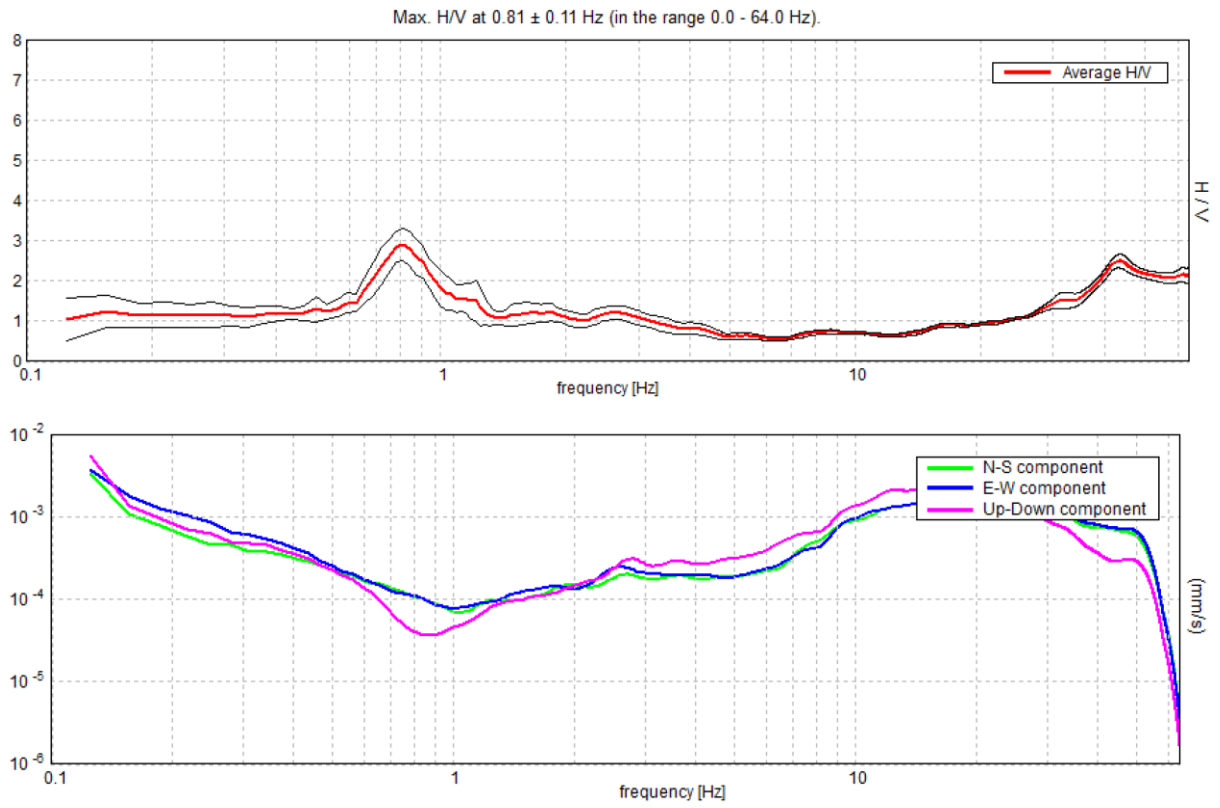


MISURA HVT074

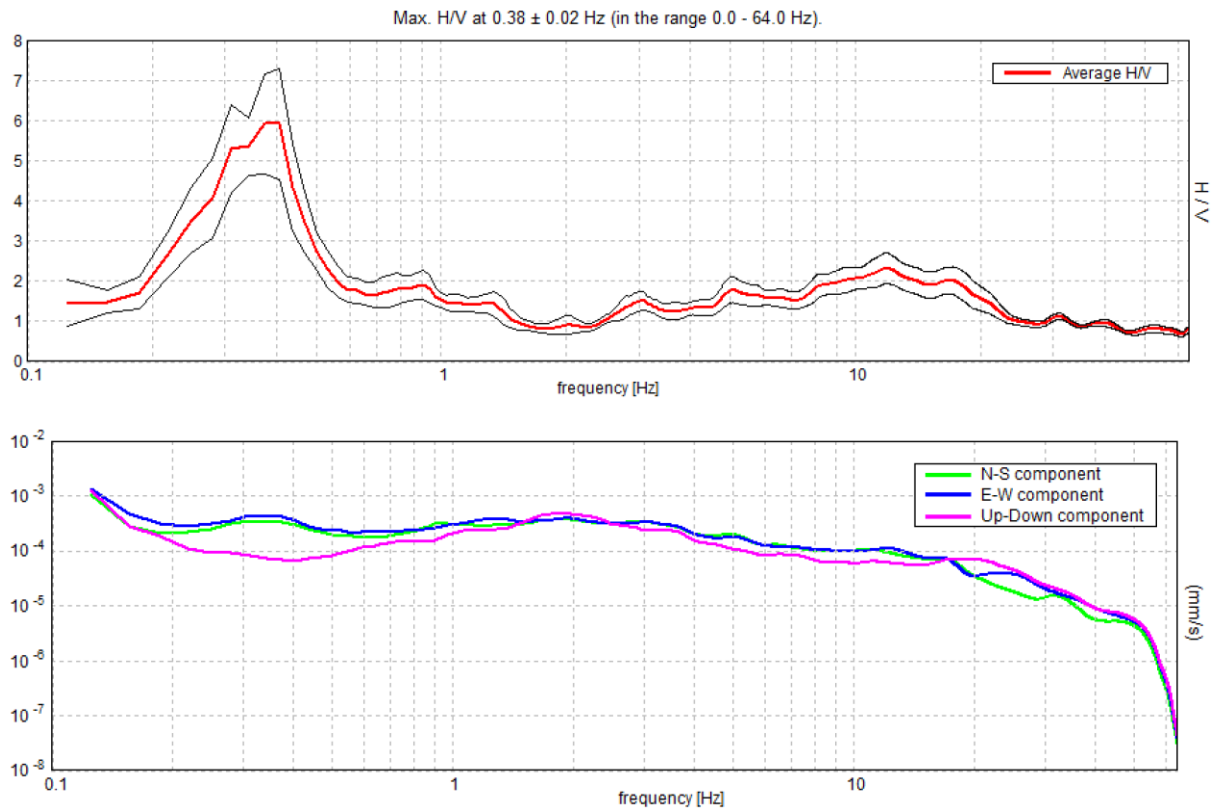
Max. H/V at 0.31 ± 0.02 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



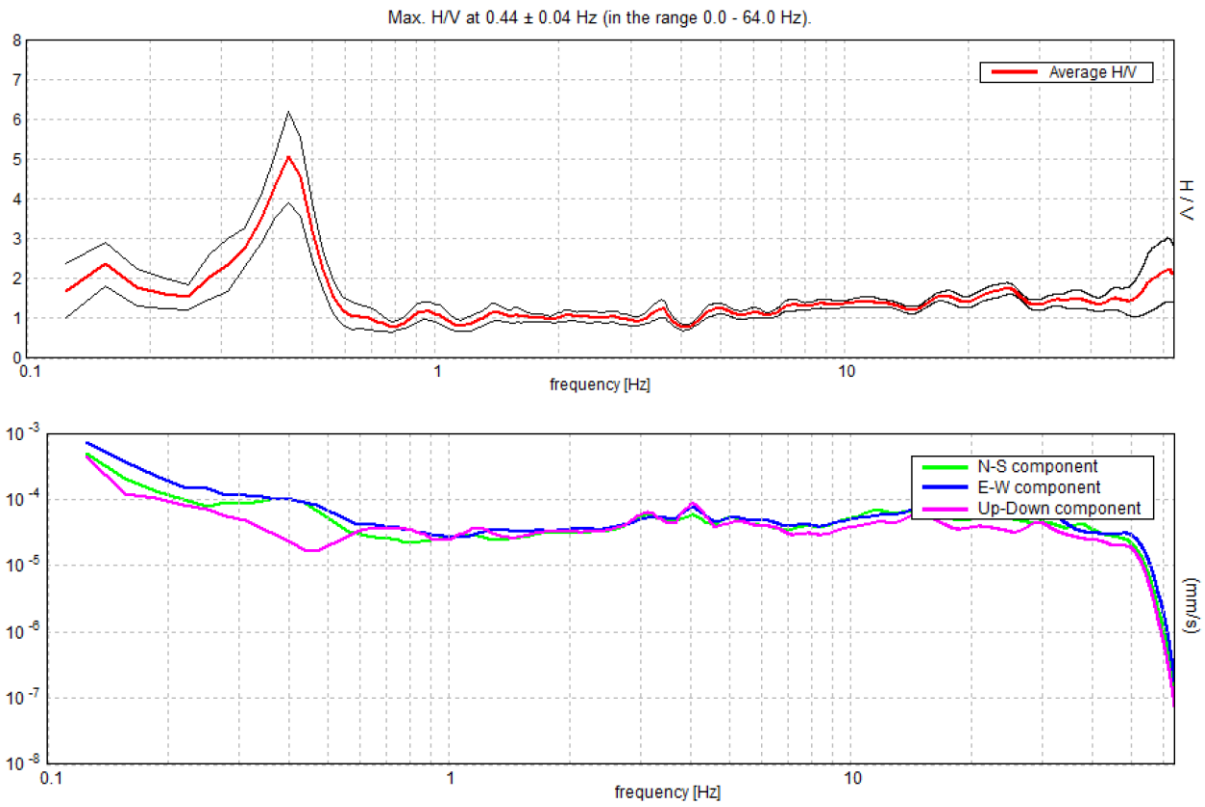
MISURA HVT075



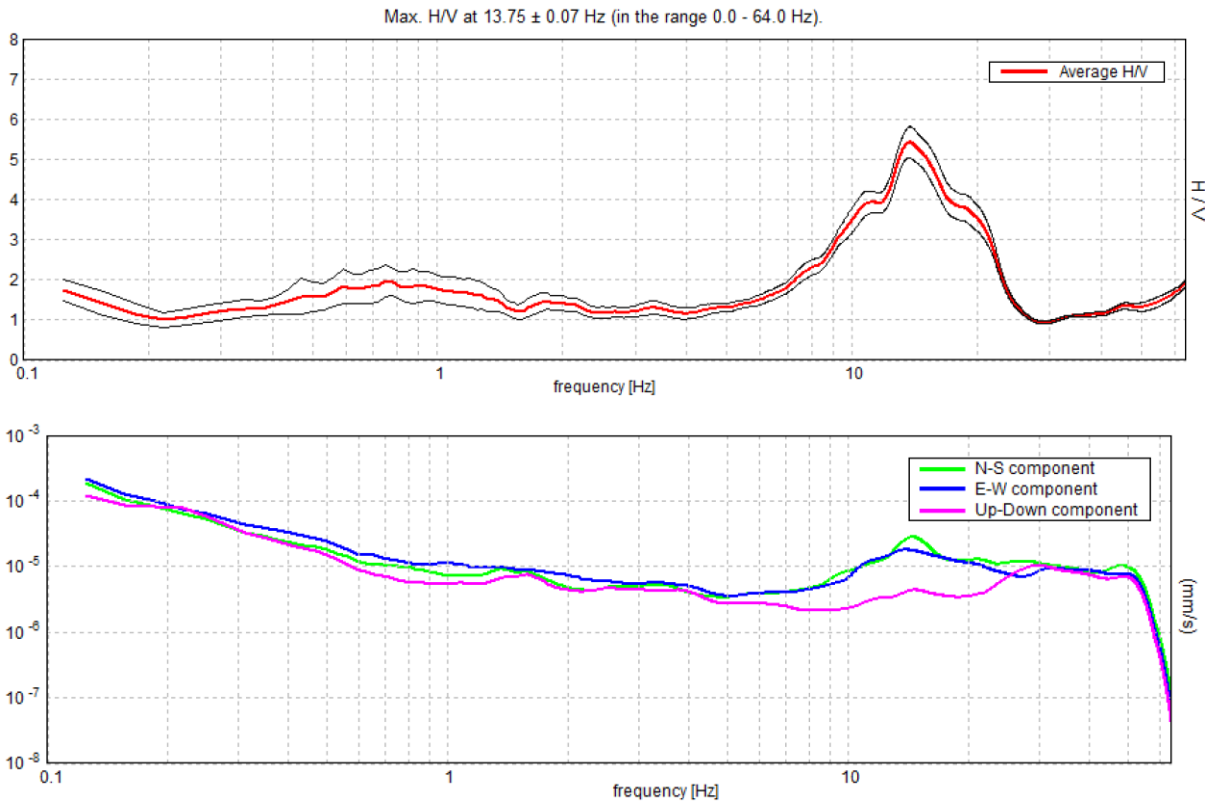
MISURA HVT076



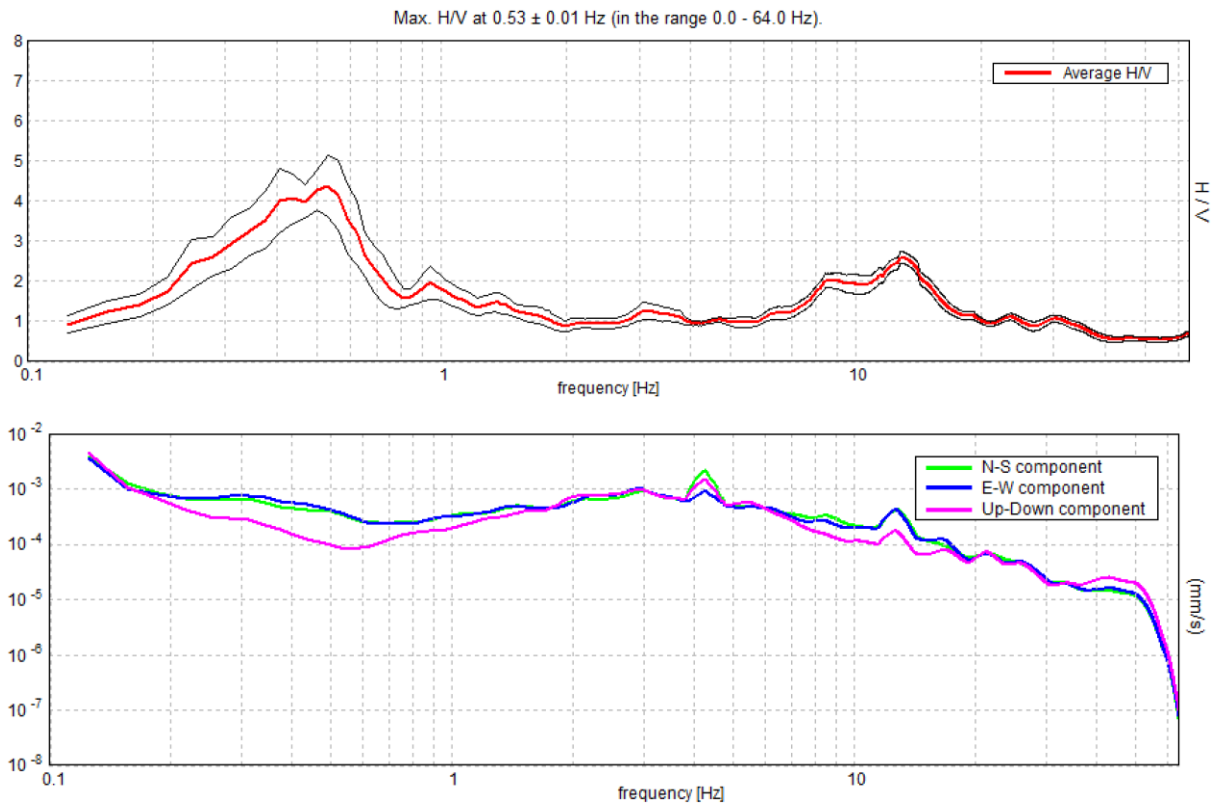
MISURA HVT077



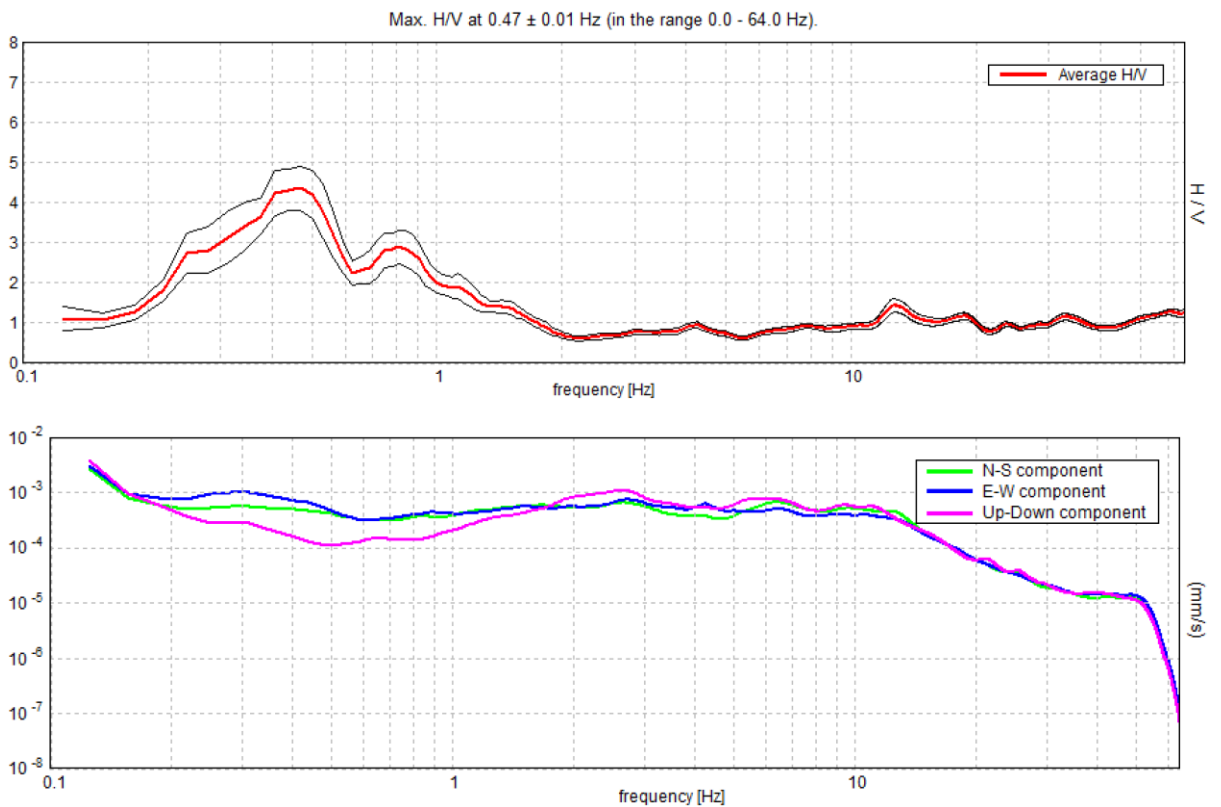
MISURA HVT079



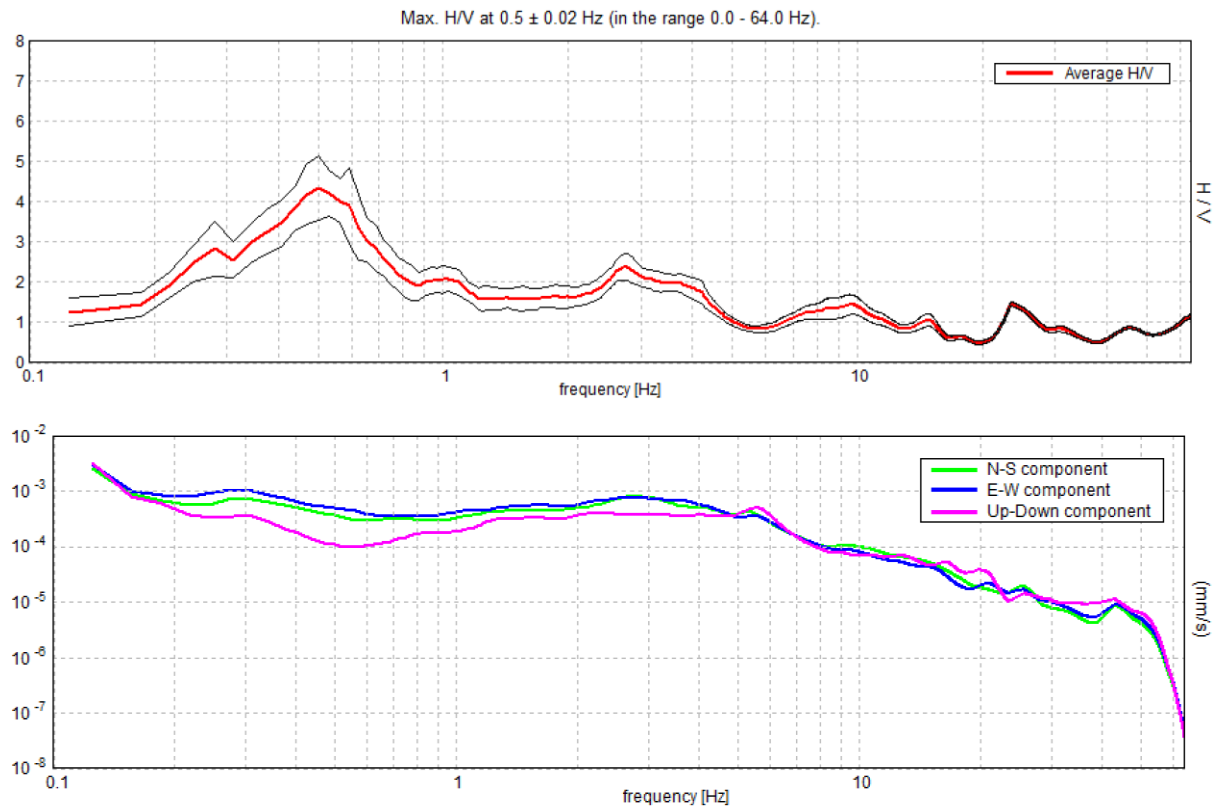
MISURA HVT080



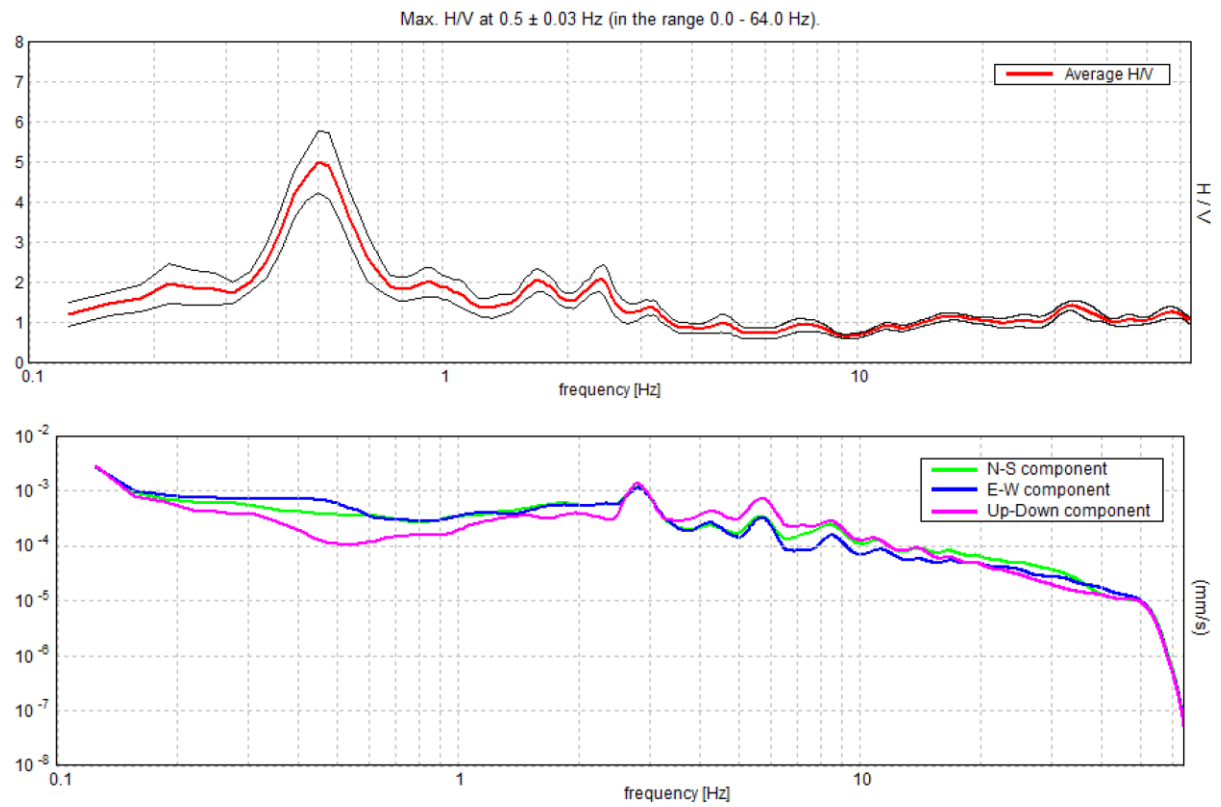
MISURA HVT081



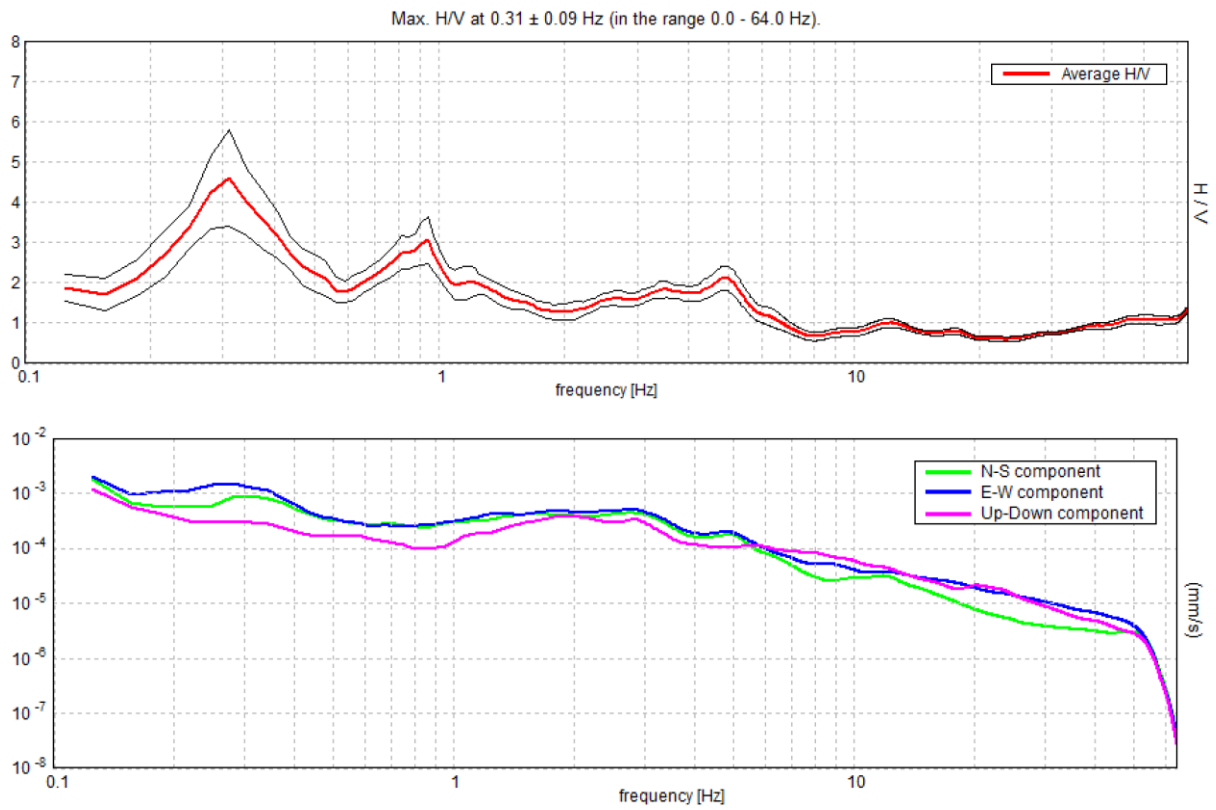
MISURA HVT082



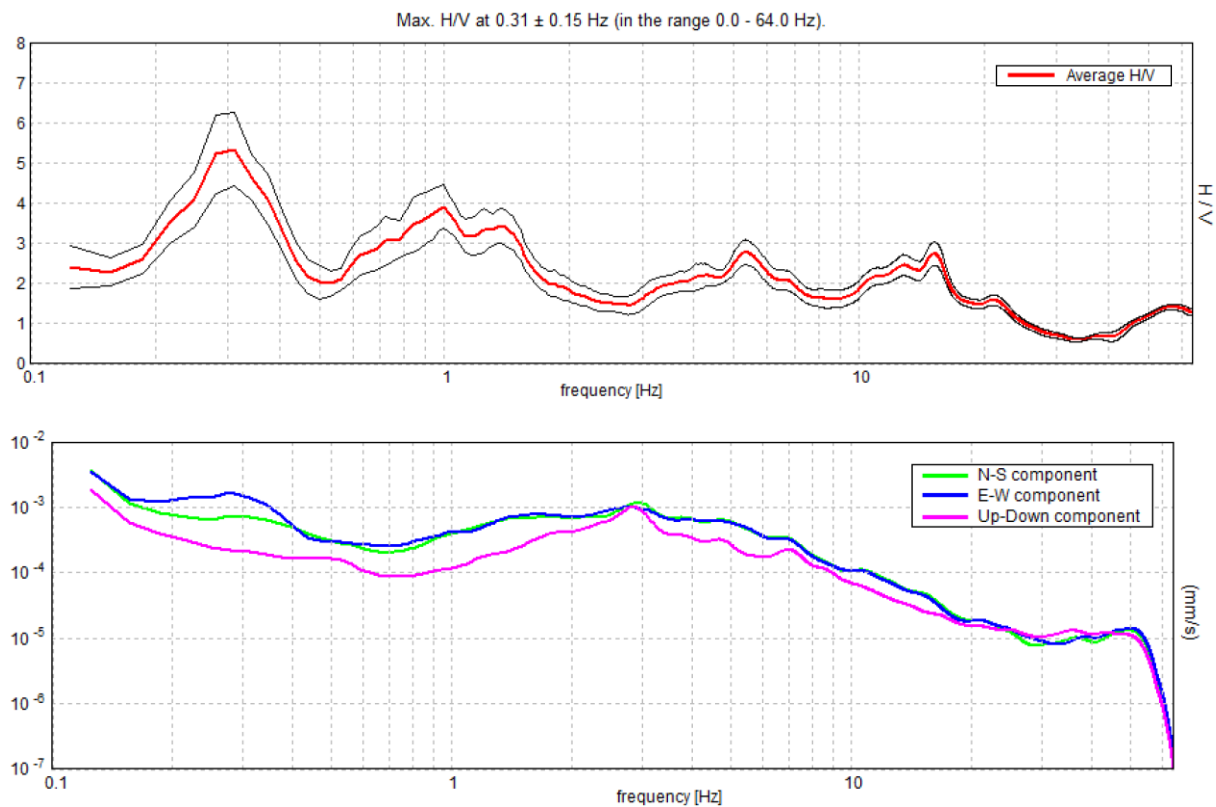
MISURA HVT083



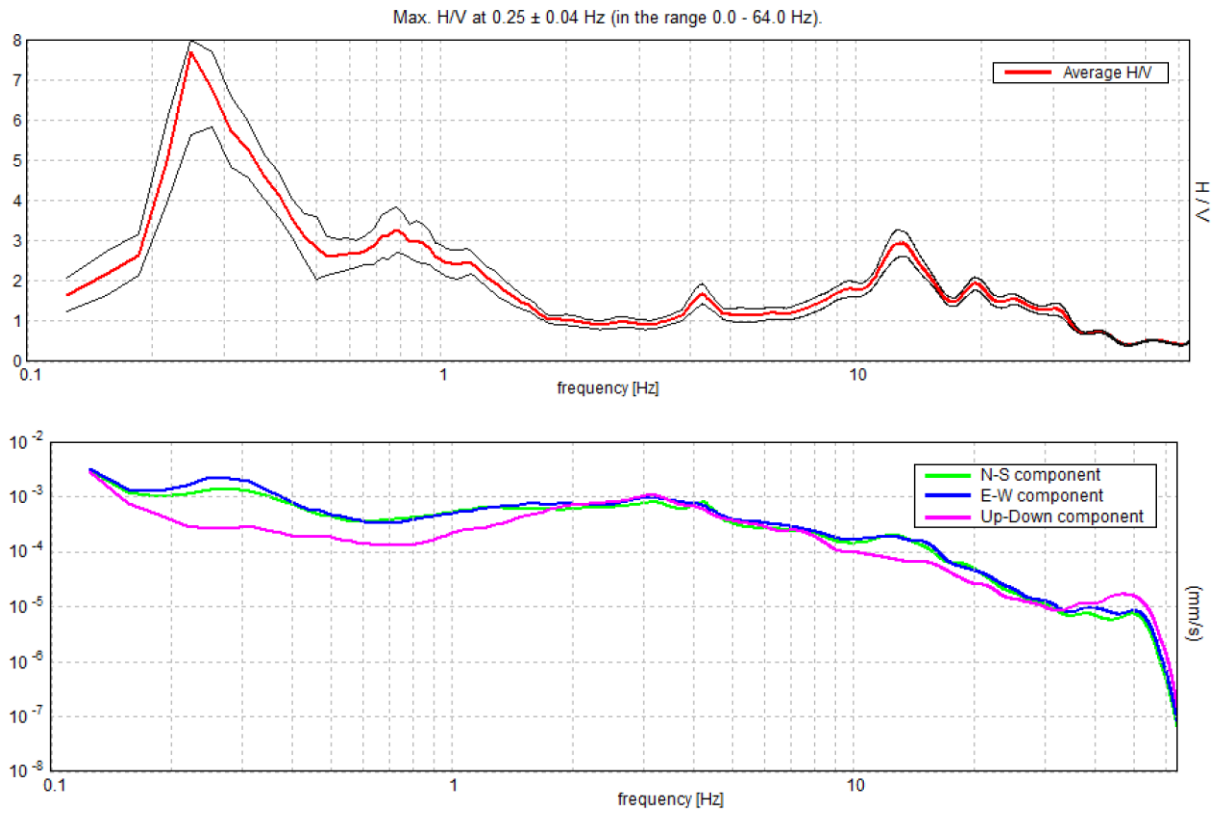
MISURA HVT084



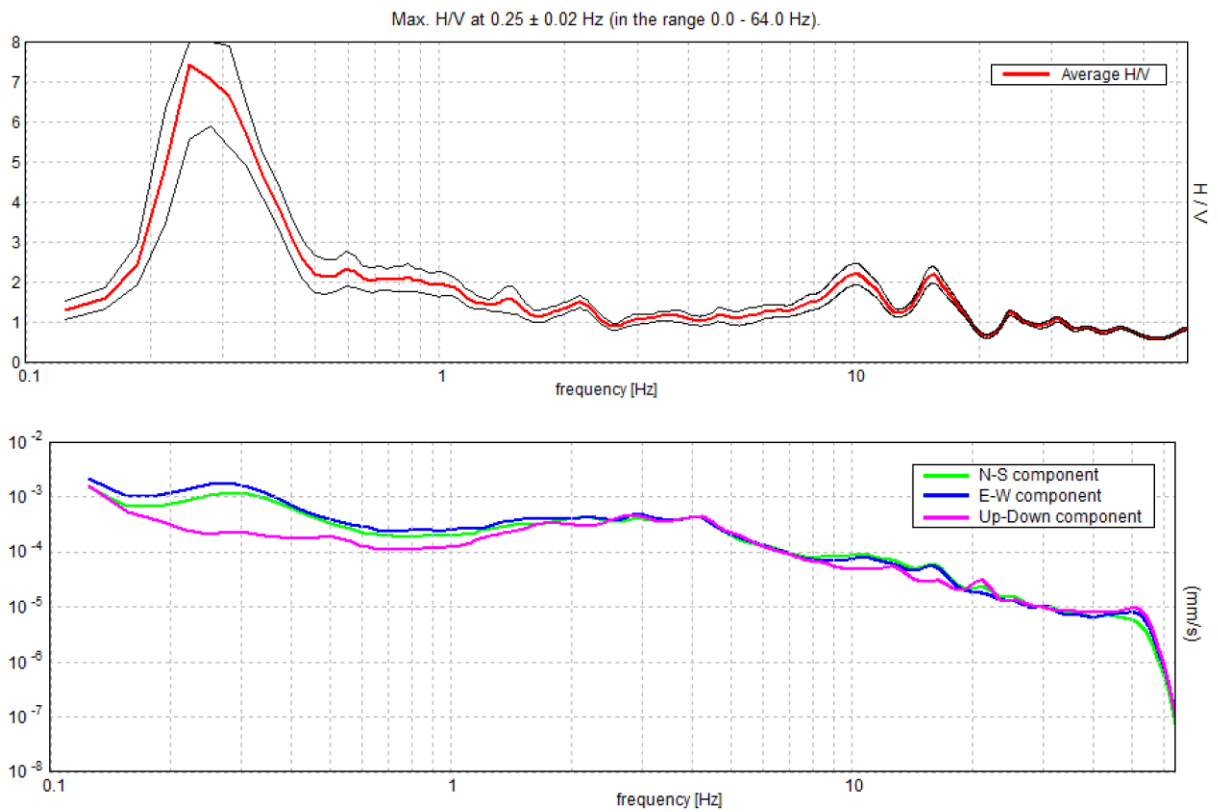
MISURA HVT085



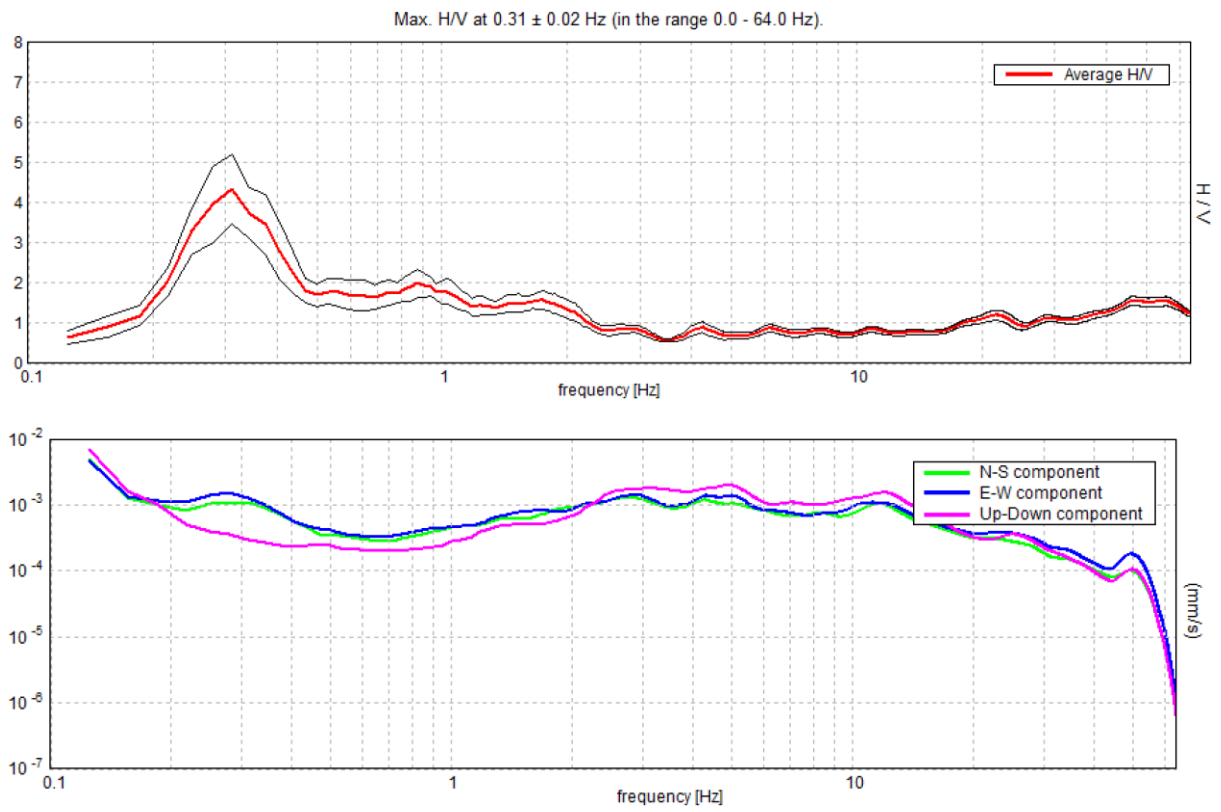
MISURA HVT086



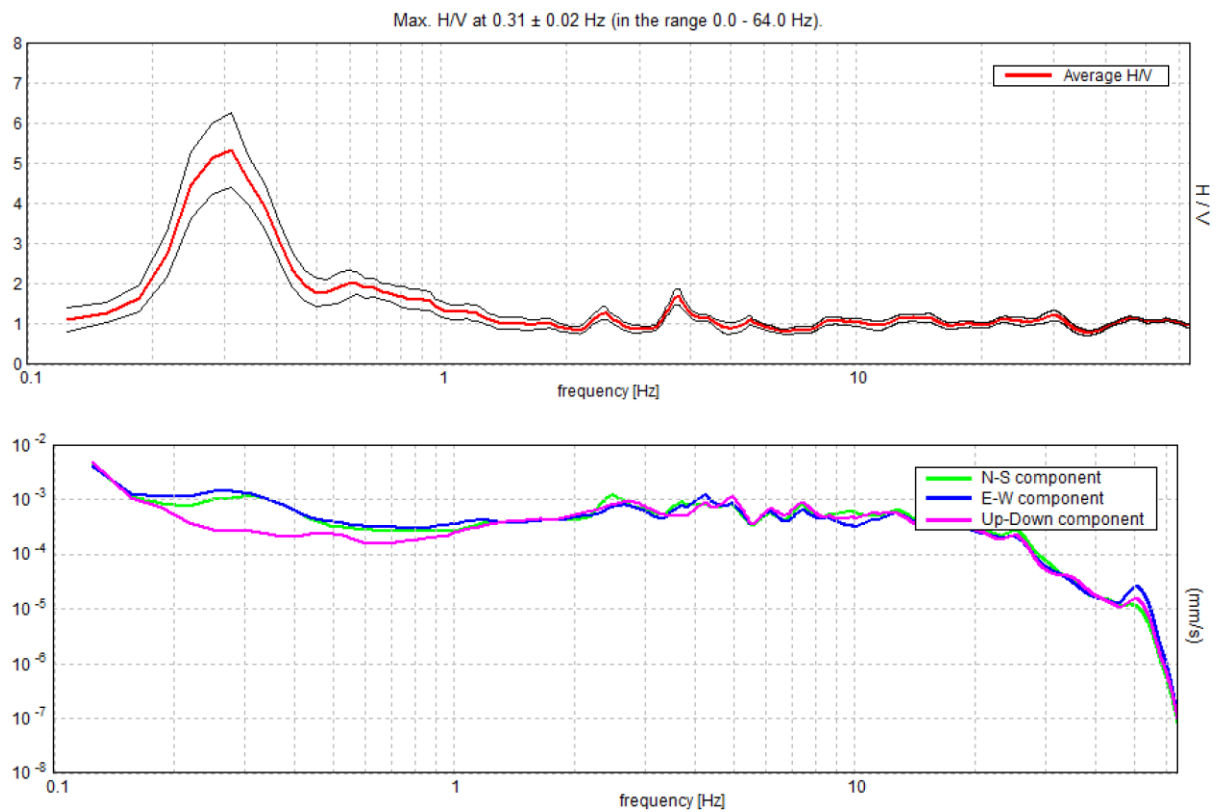
MISURA HVT087



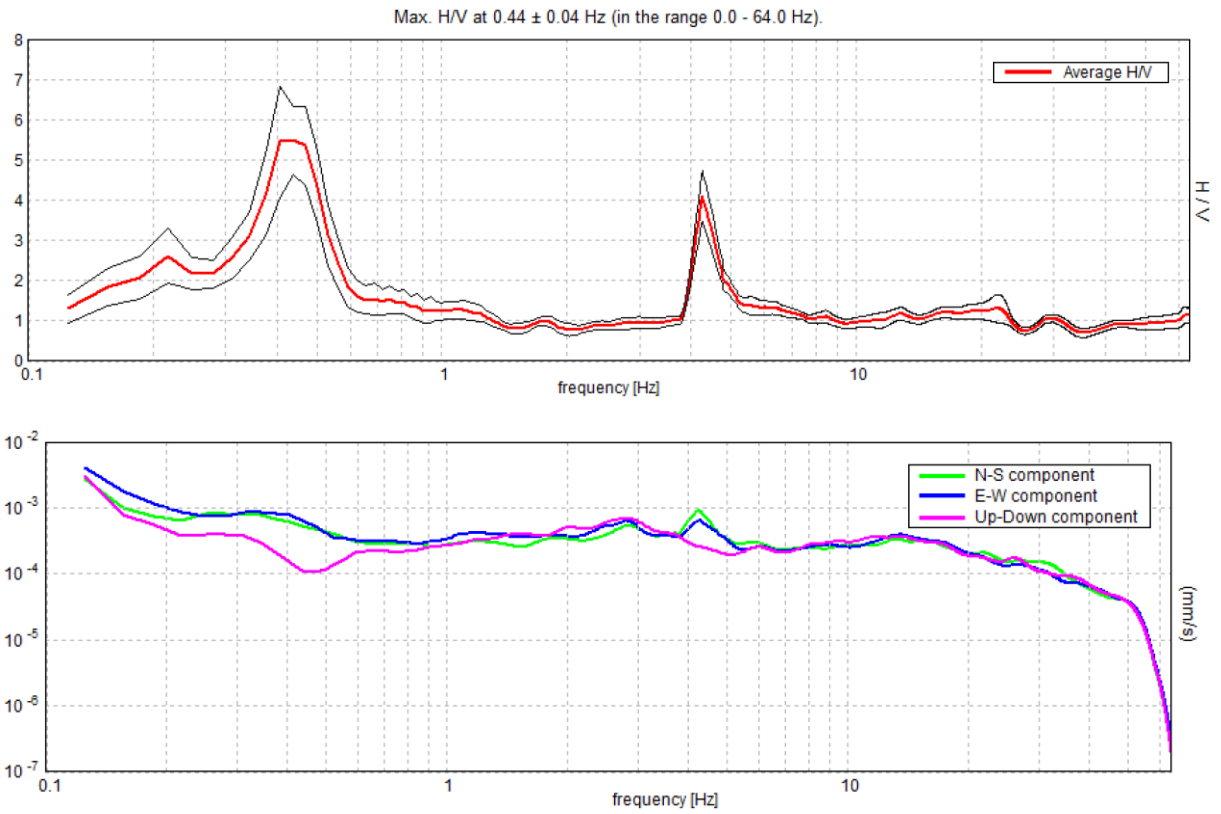
MISURA HVT088



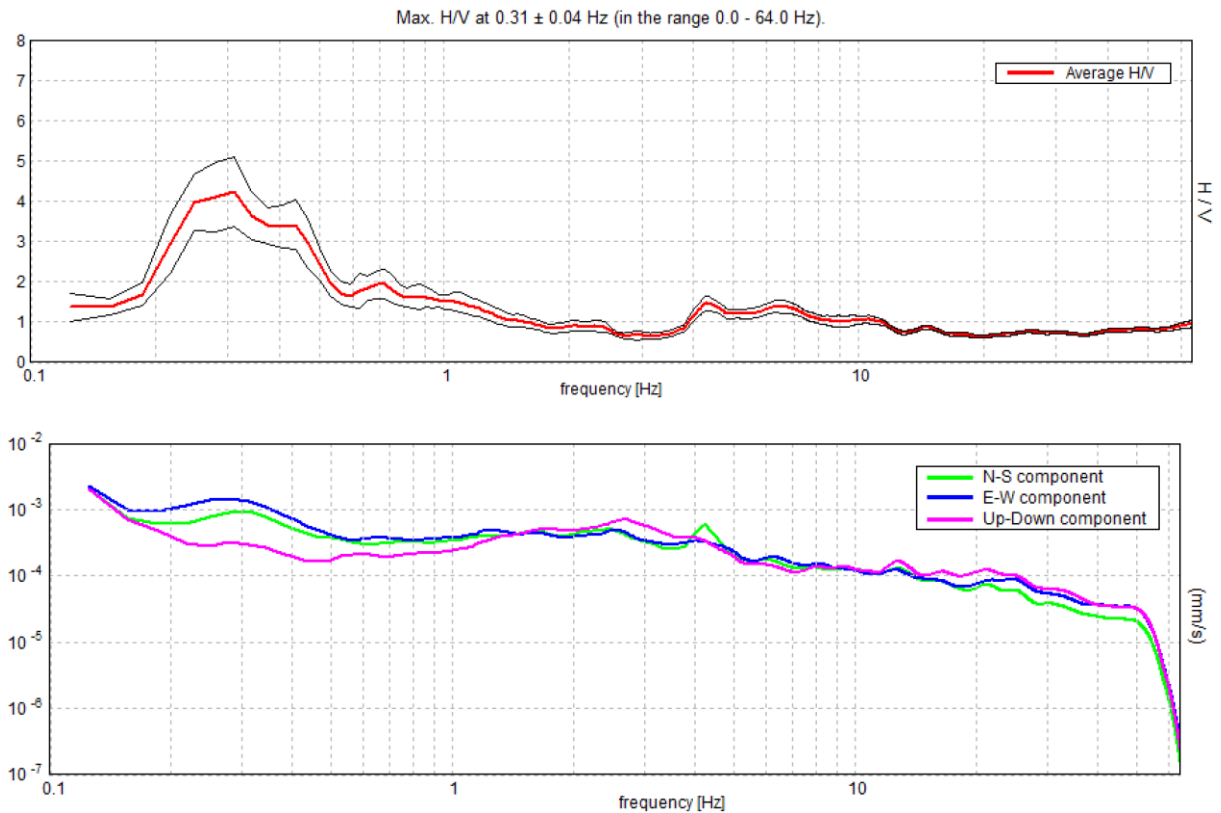
MISURA HVT089



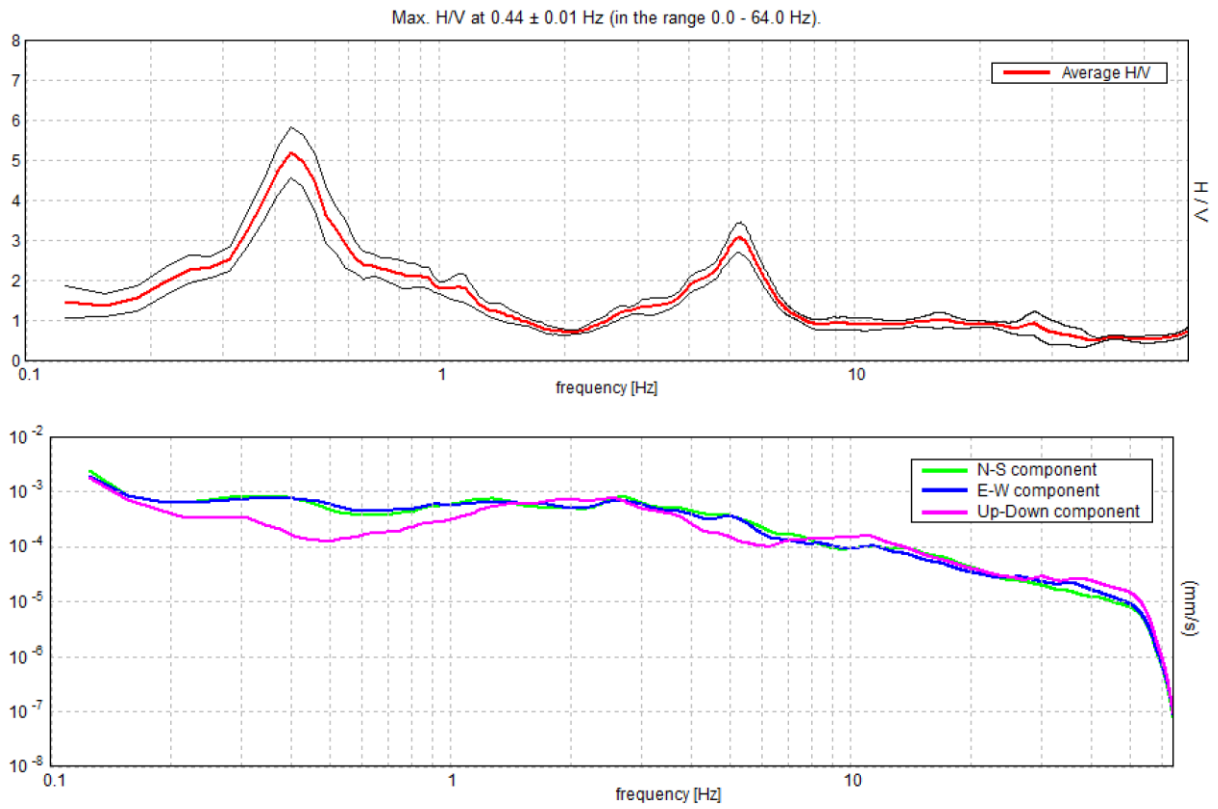
MISURA HVT090



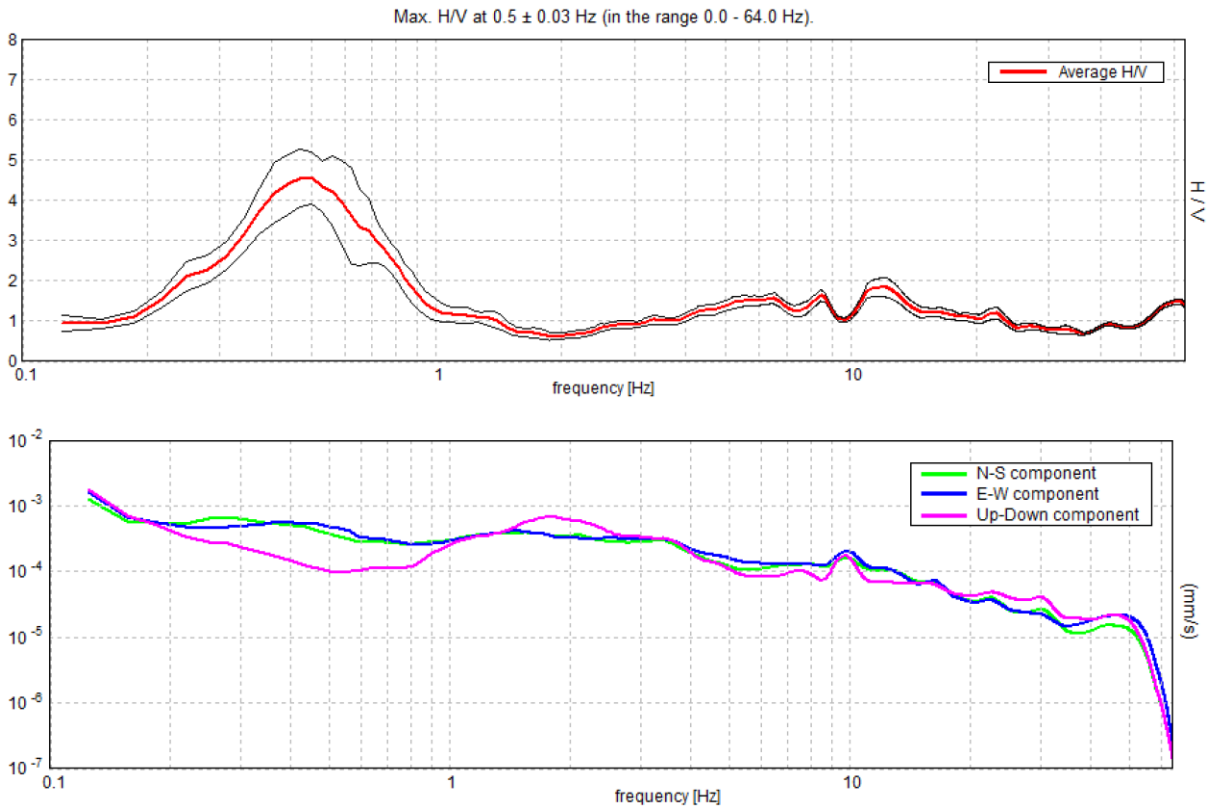
MISURA HVT091



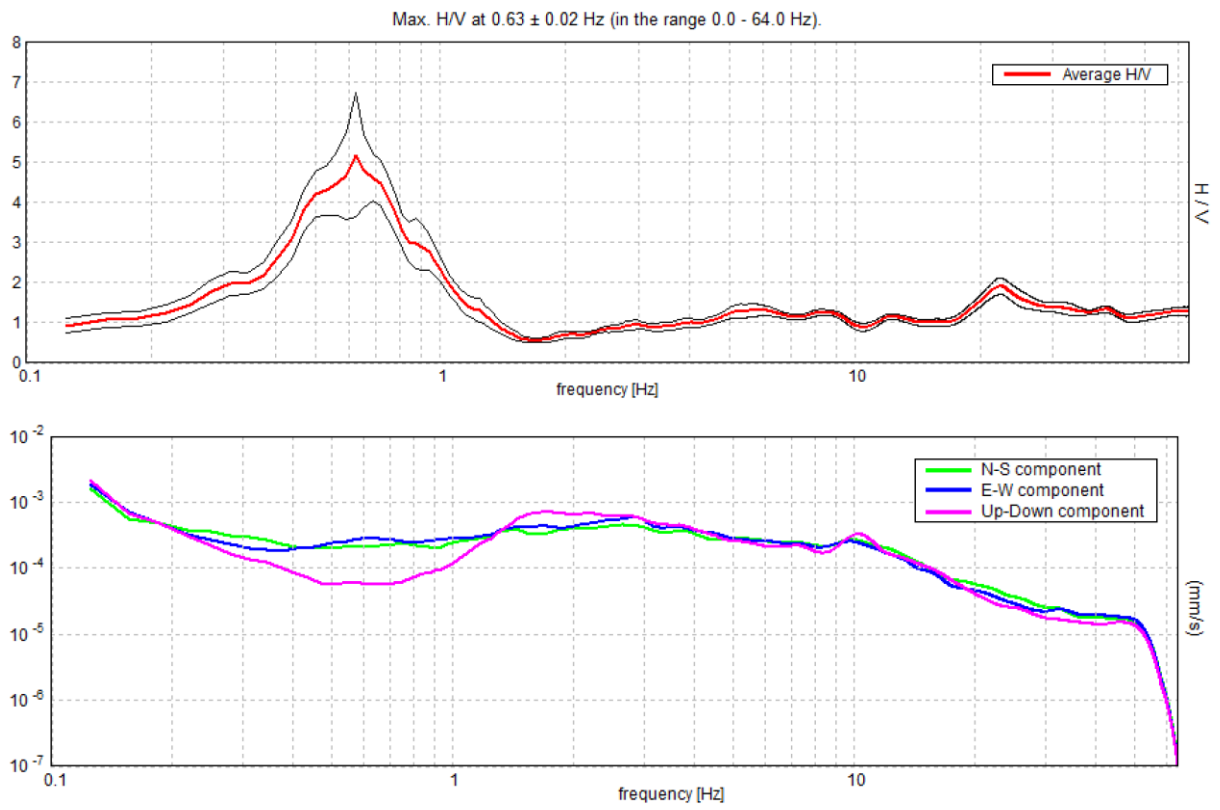
MISURA HVT092



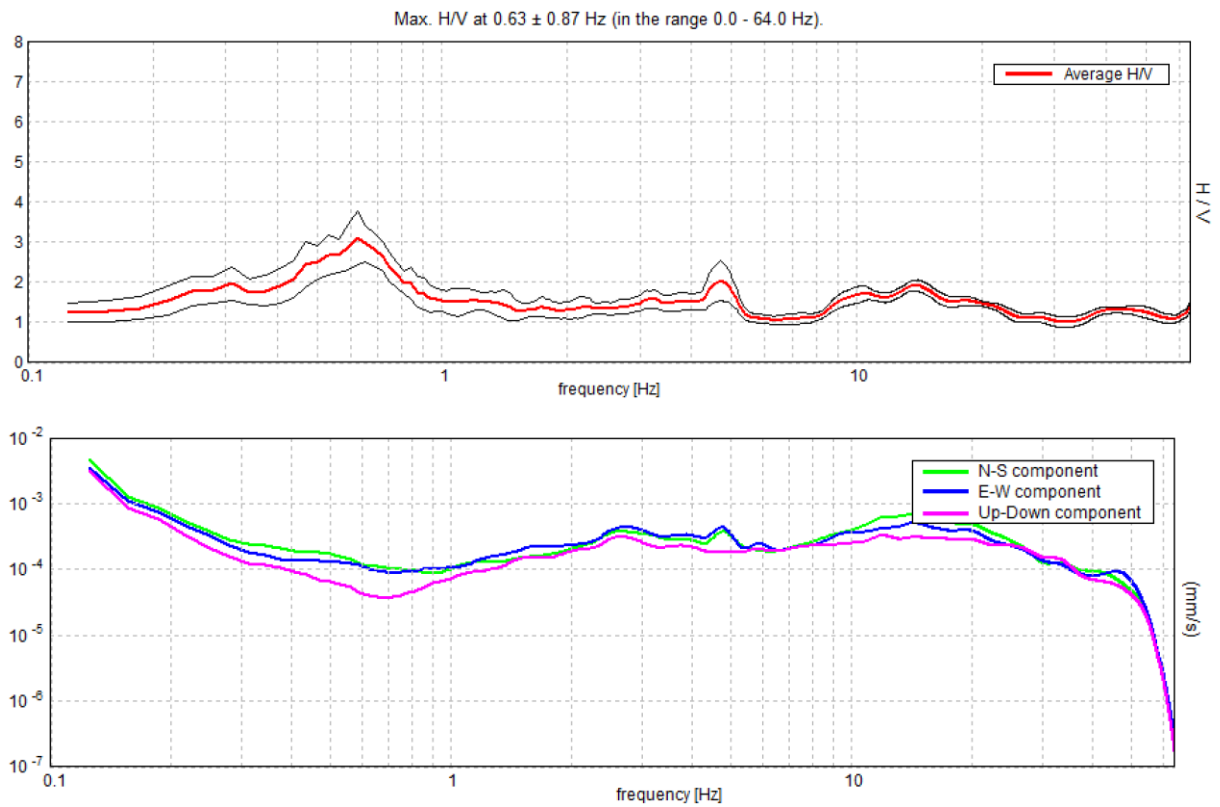
MISURA HVT093



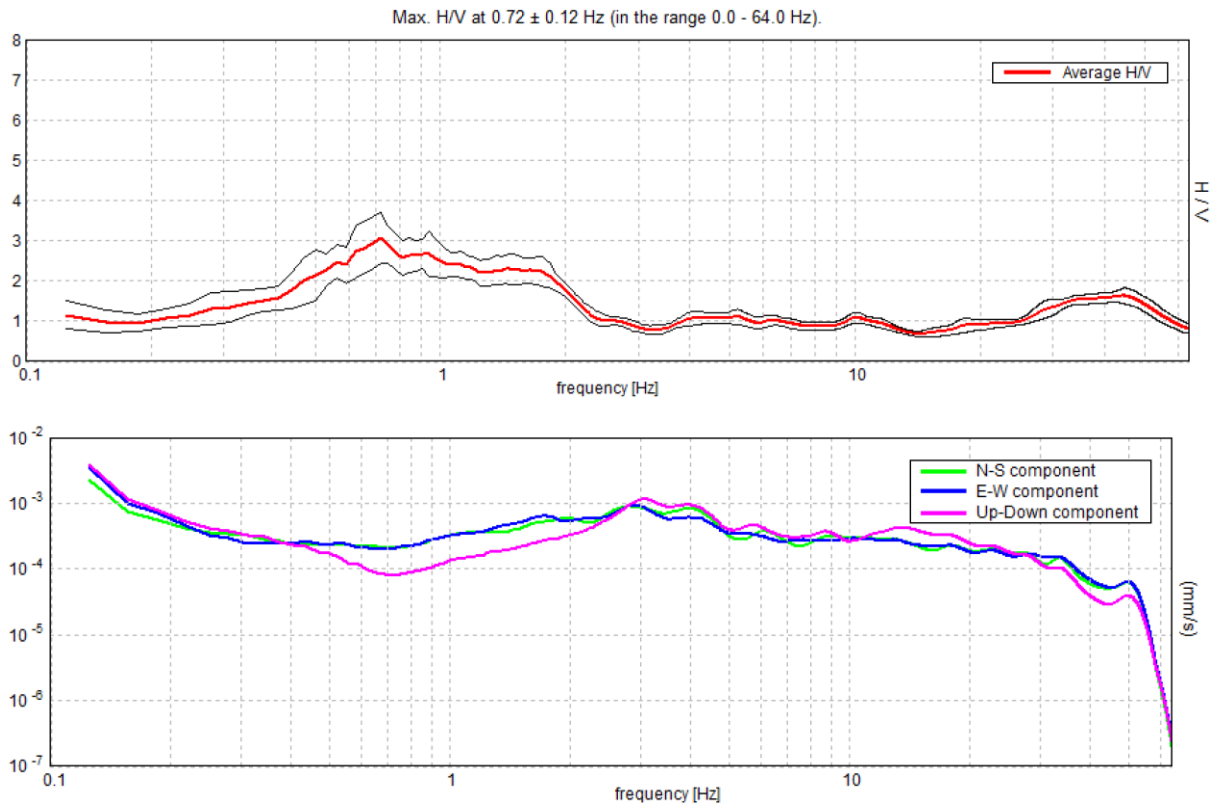
MISURA HVT094



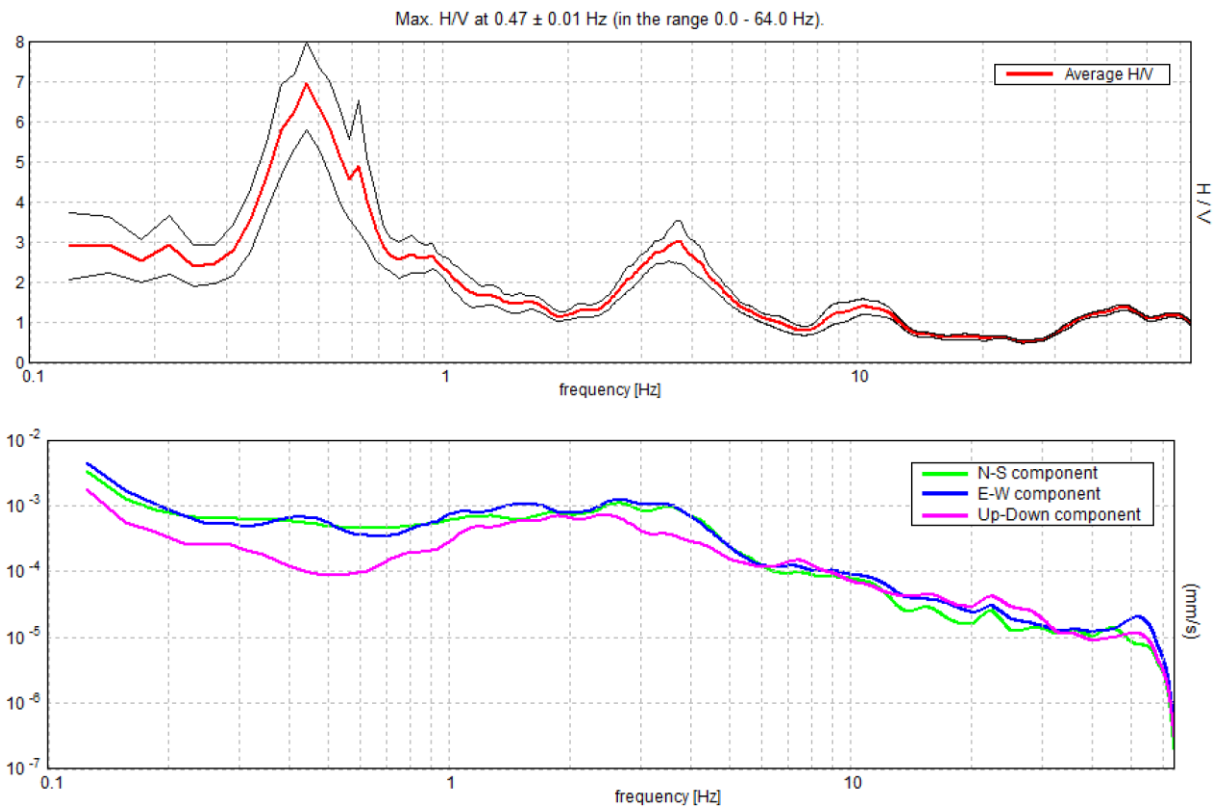
MISURA HVT095



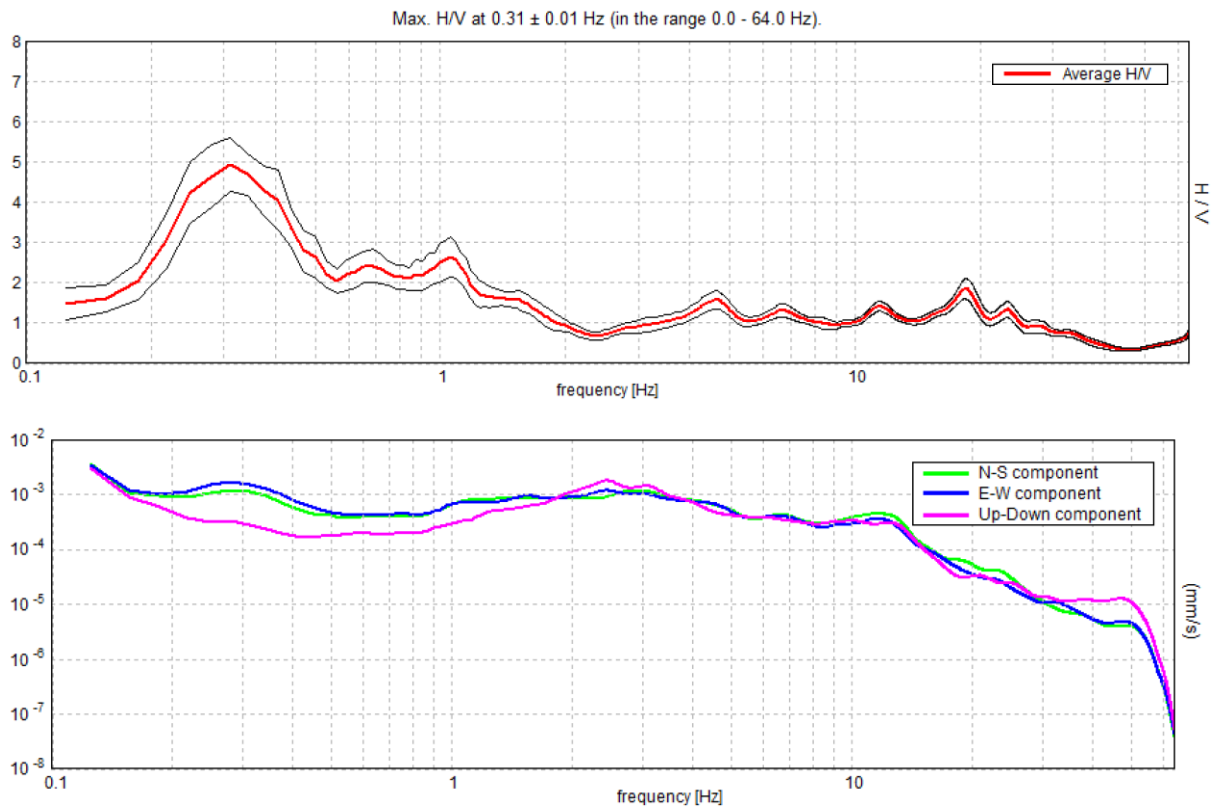
MISURA HVT096



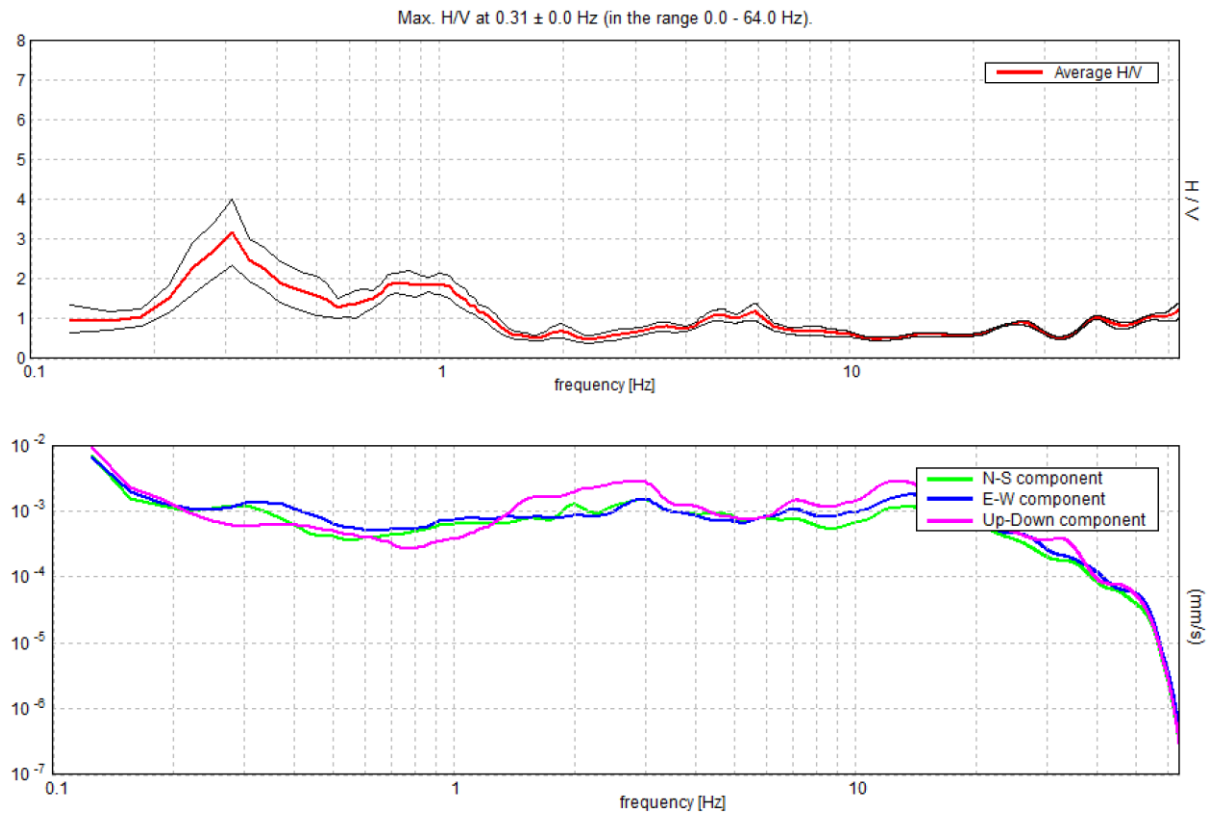
MISURA HVT097



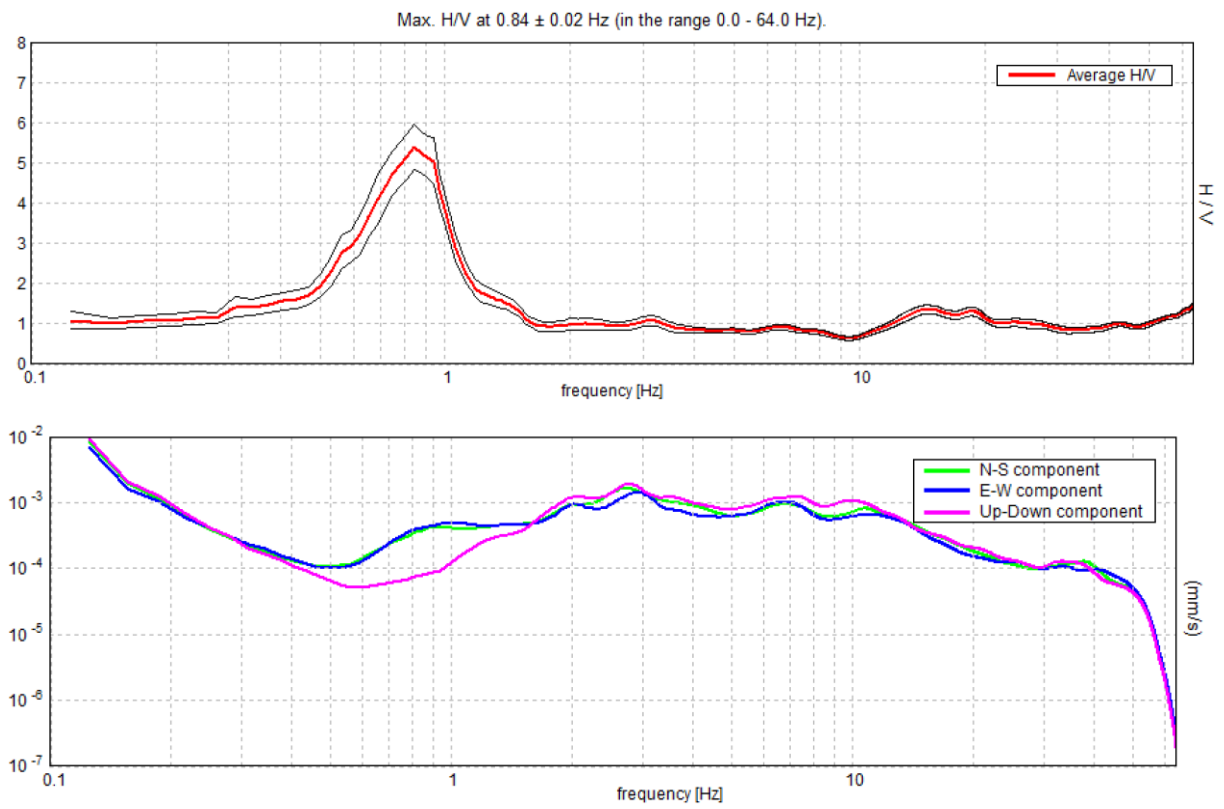
MISURA HVT098



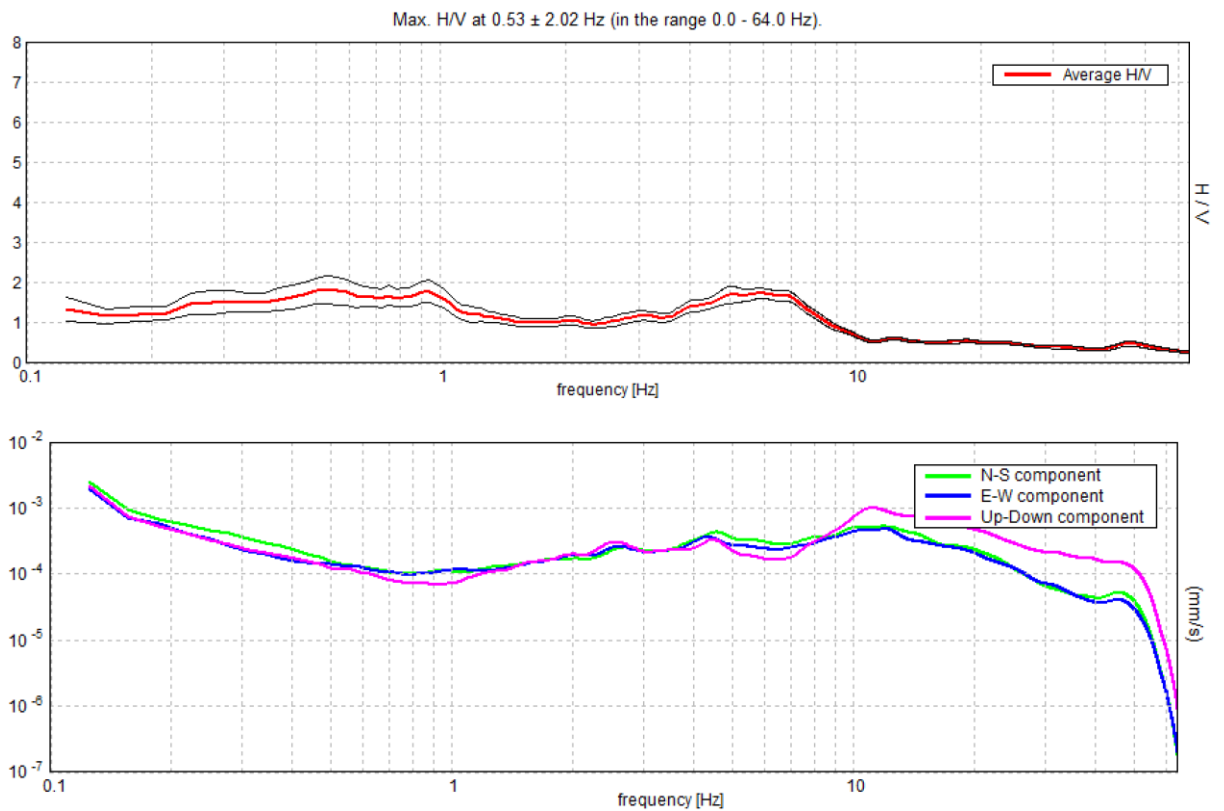
MISURA HVT099



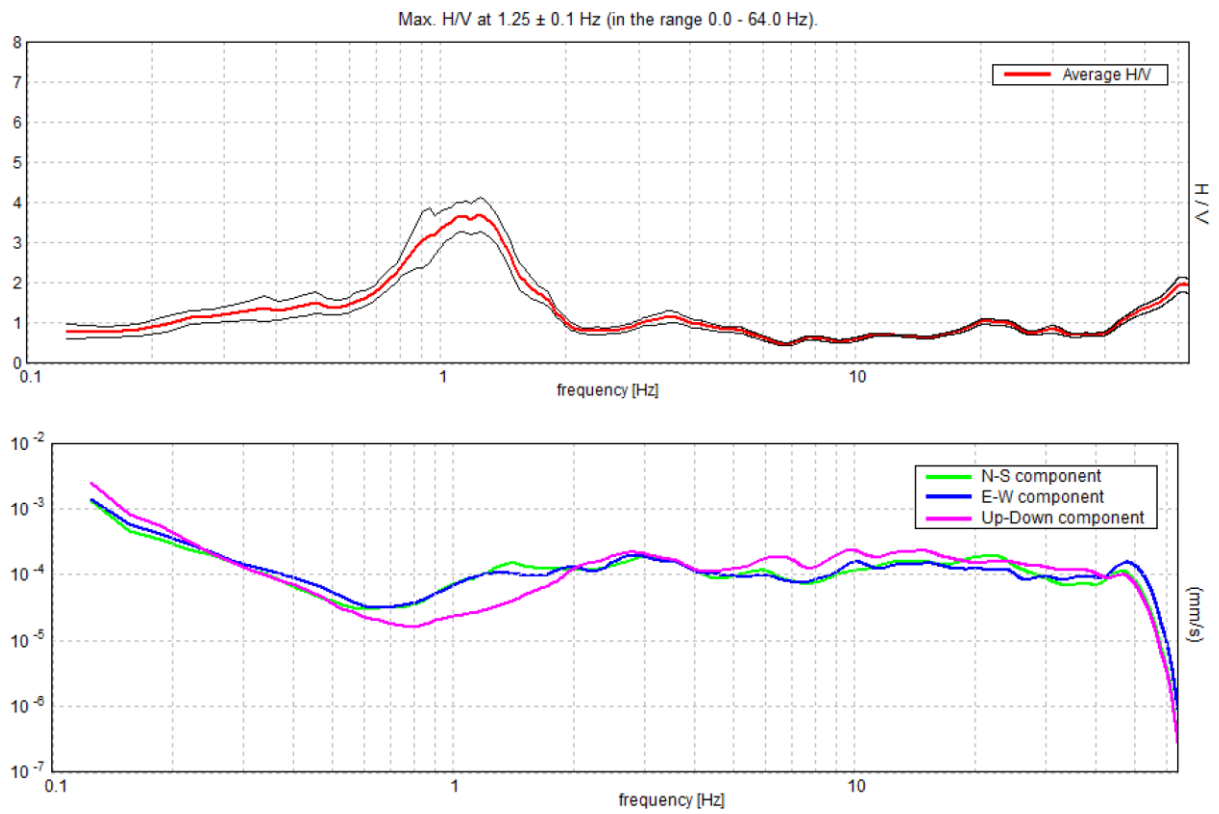
MISURA HVT100



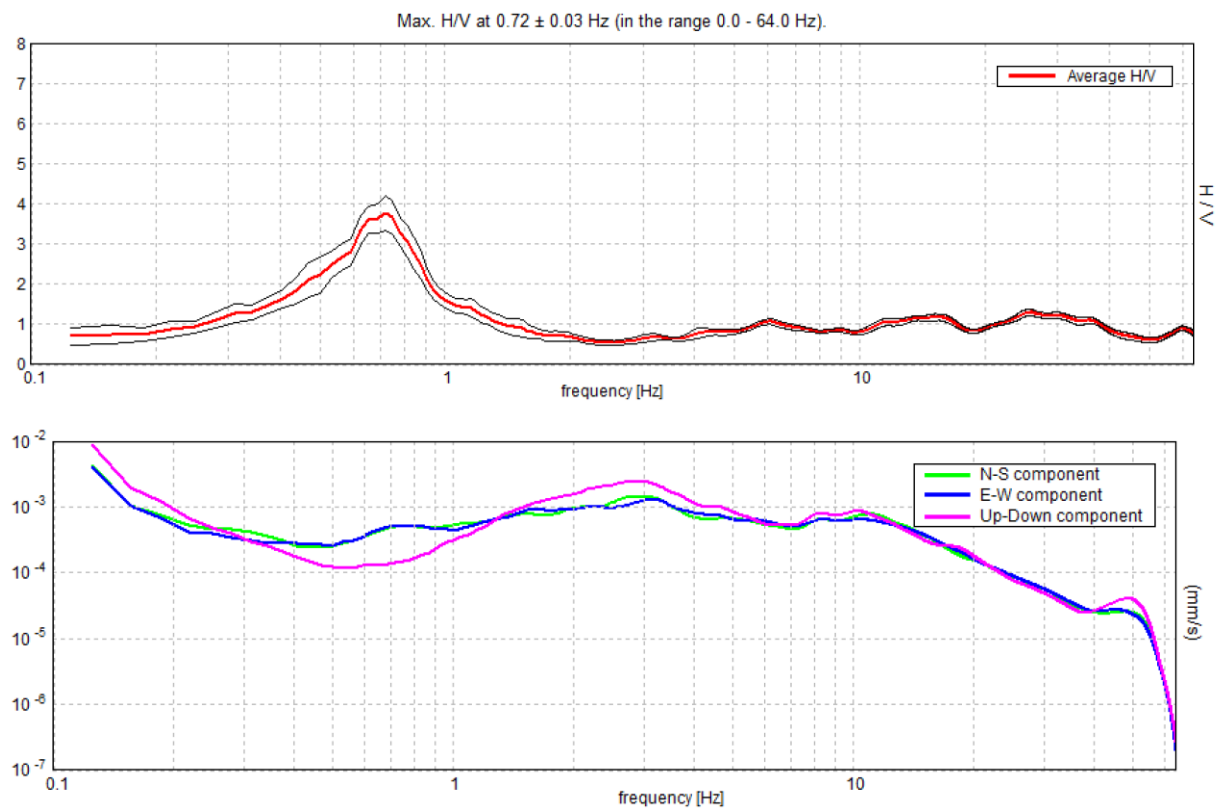
MISURA HVT101



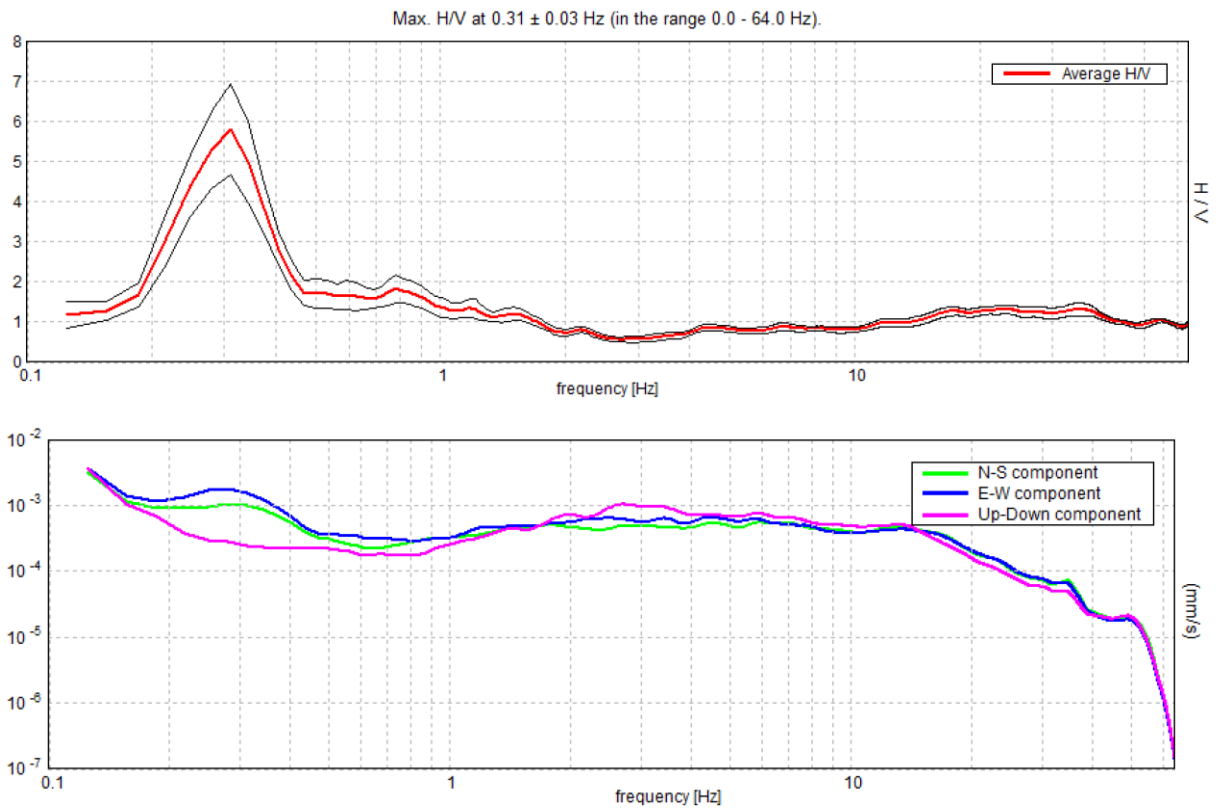
MISURA HVT102



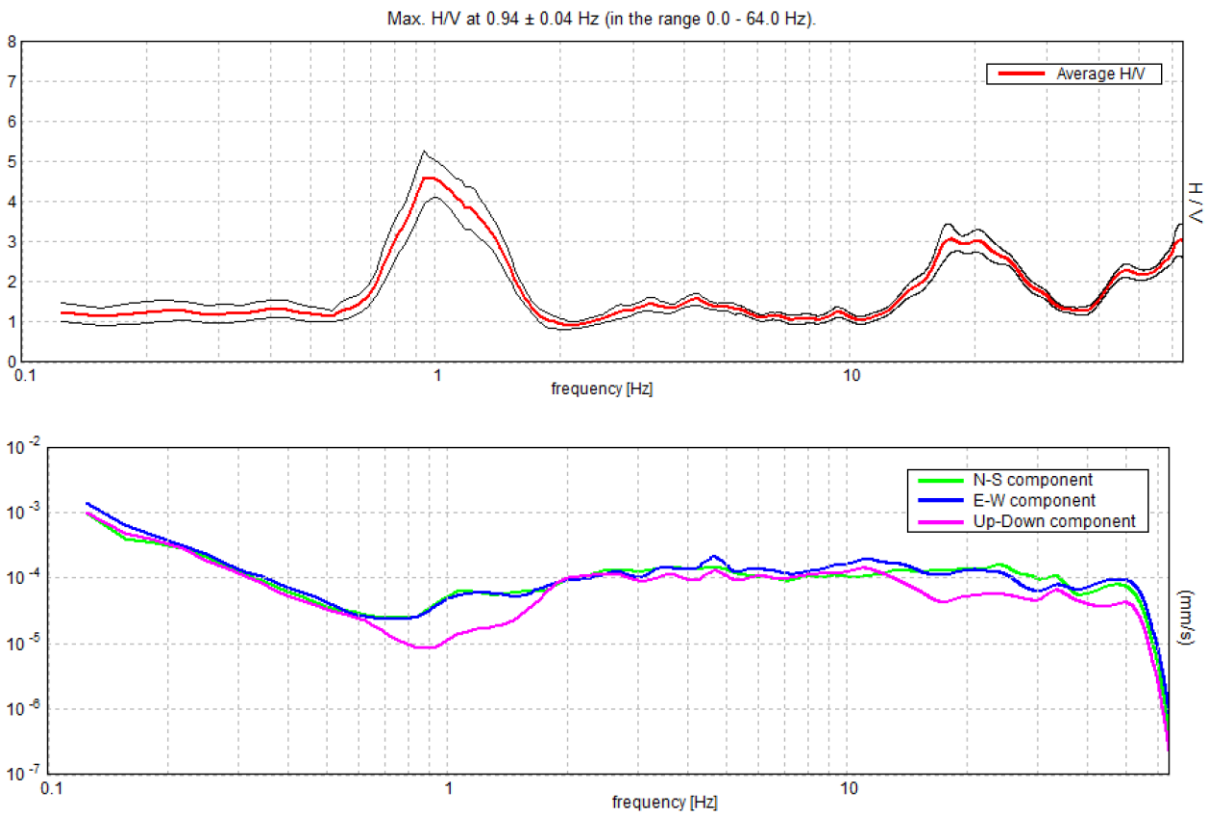
MISURA HVT103



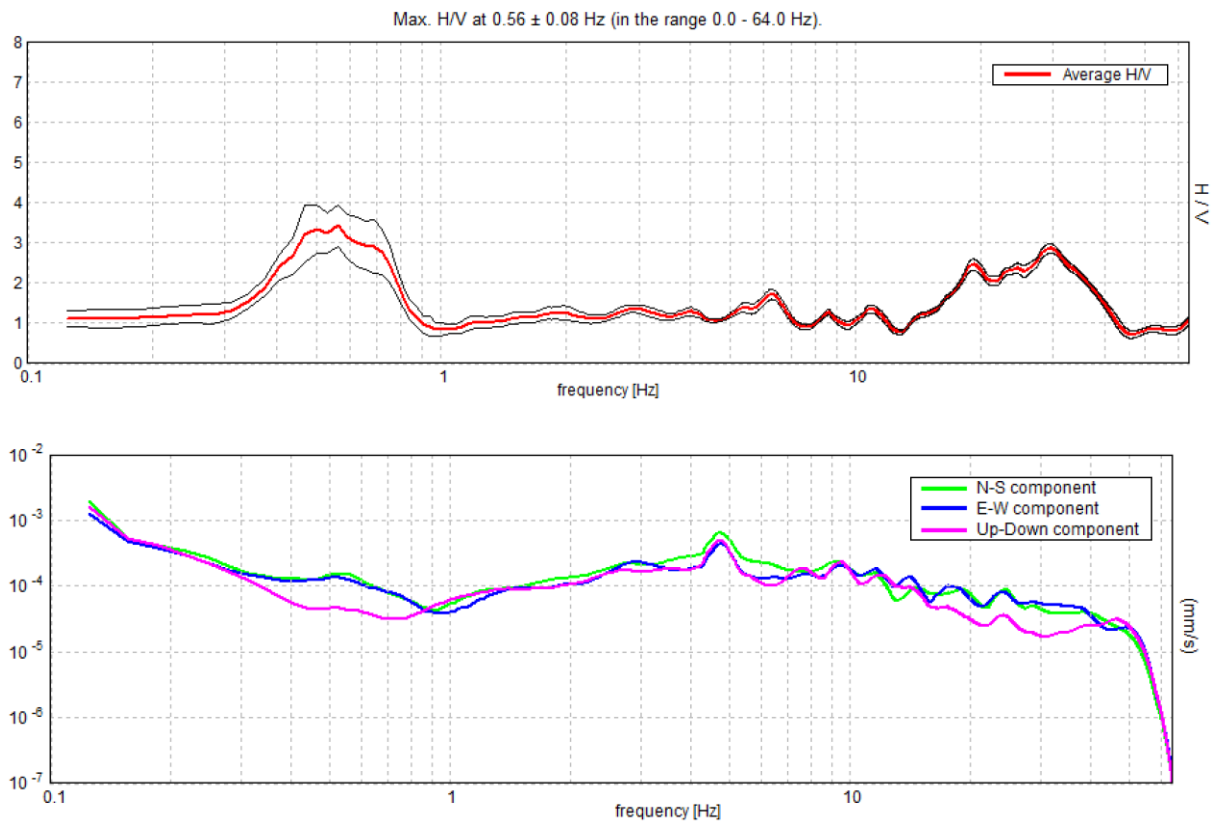
MISURA HVT104



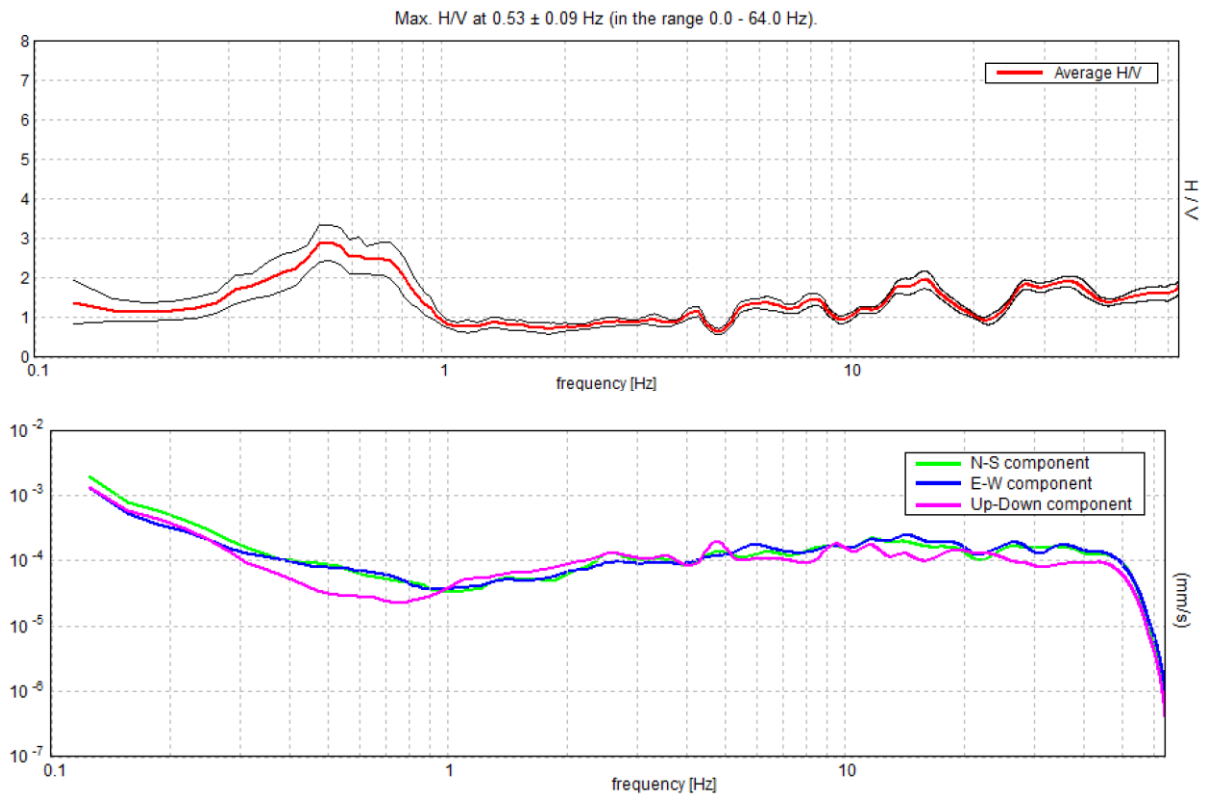
MISURA HVT105



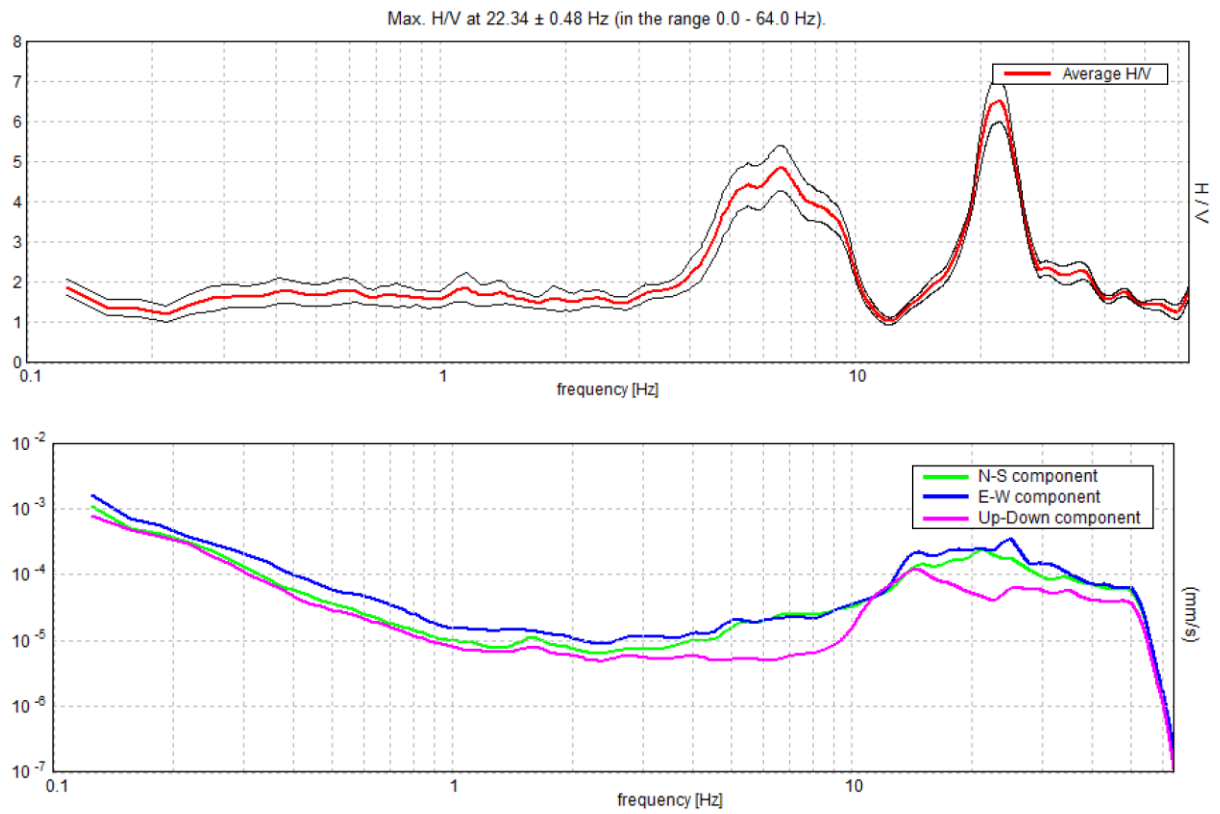
MISURA HVT106



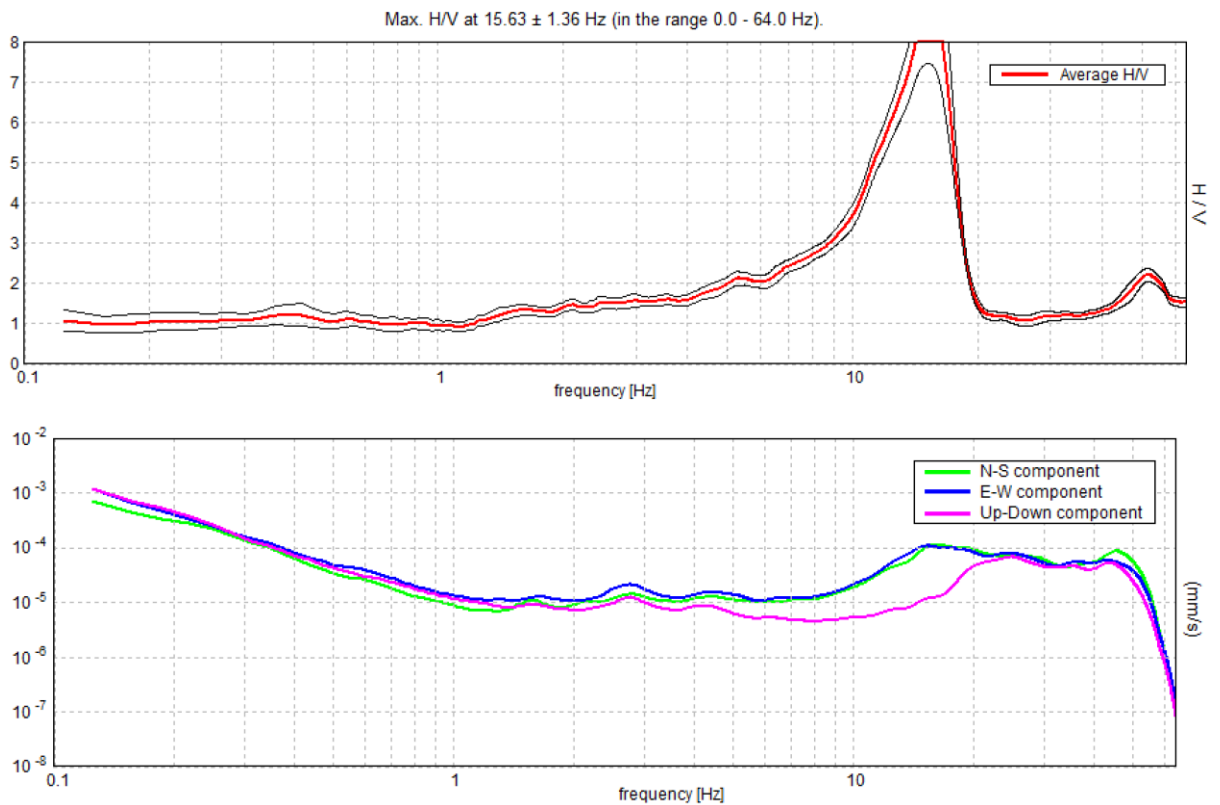
MISURA HVT107



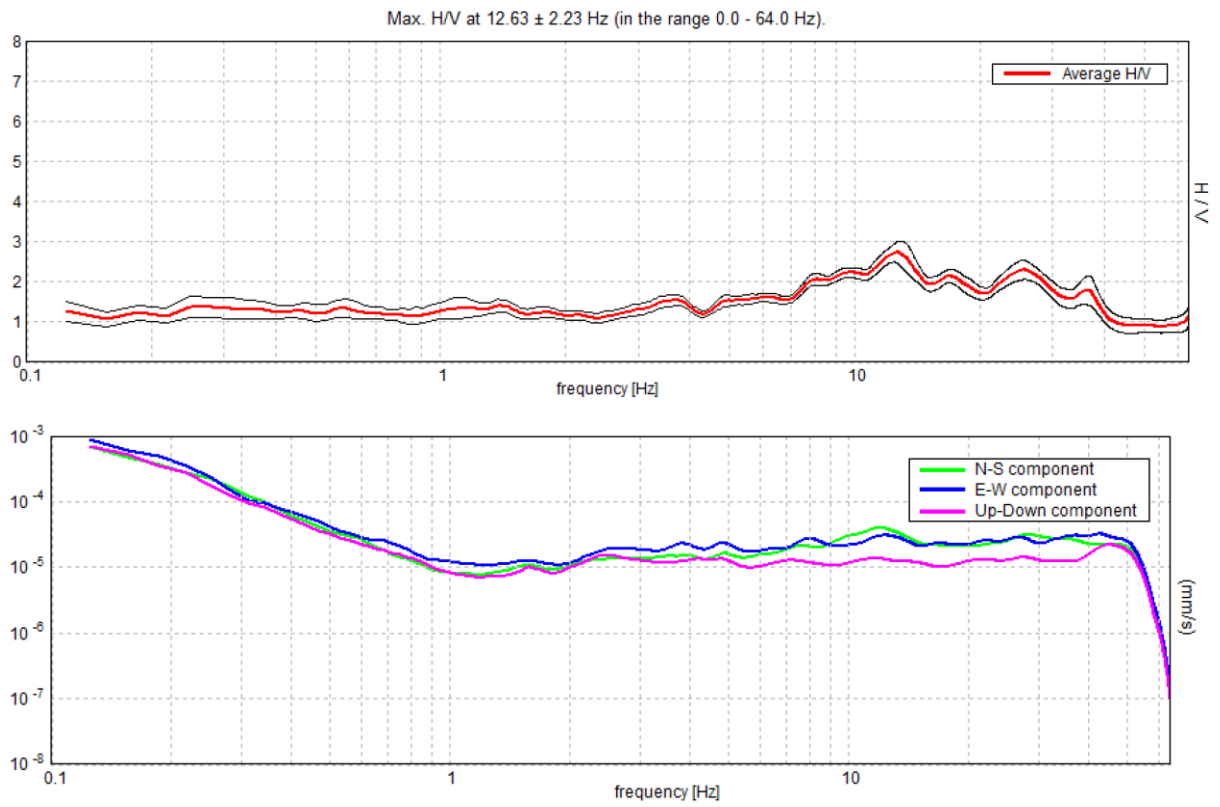
MISURA HVT108



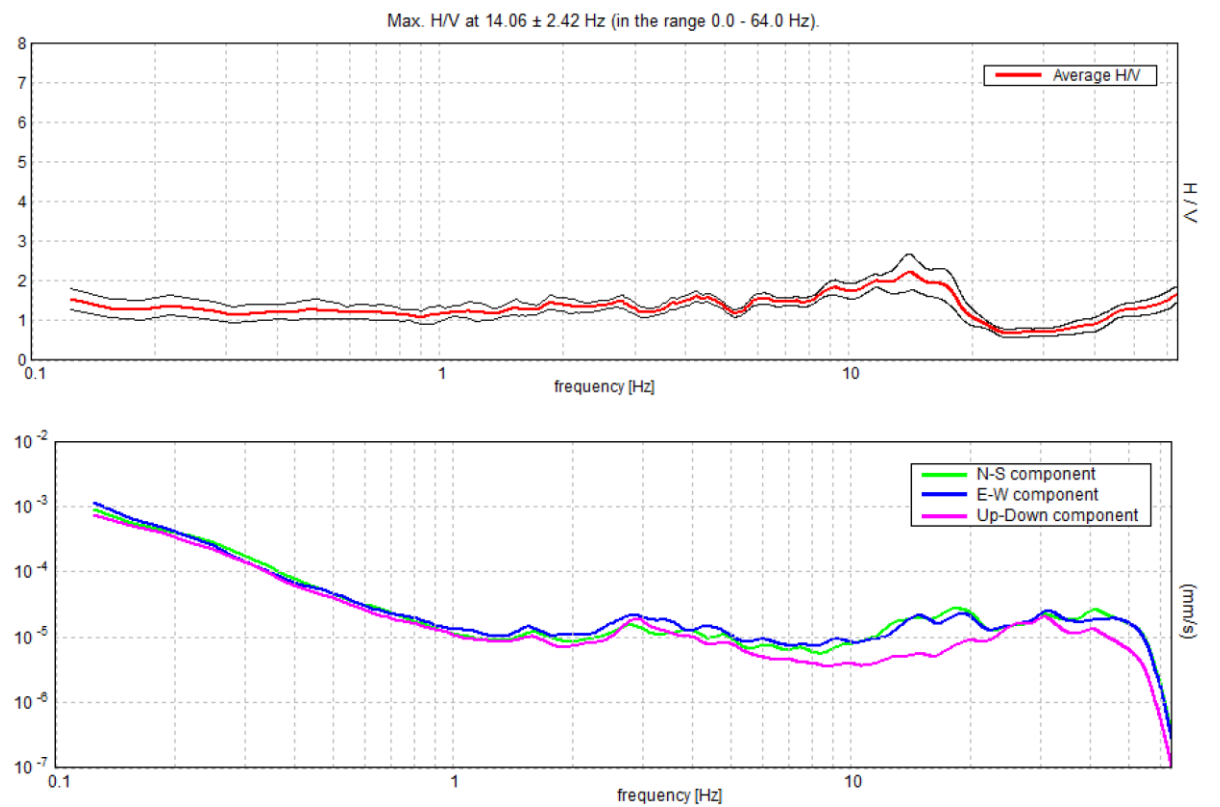
MISURA HVT109



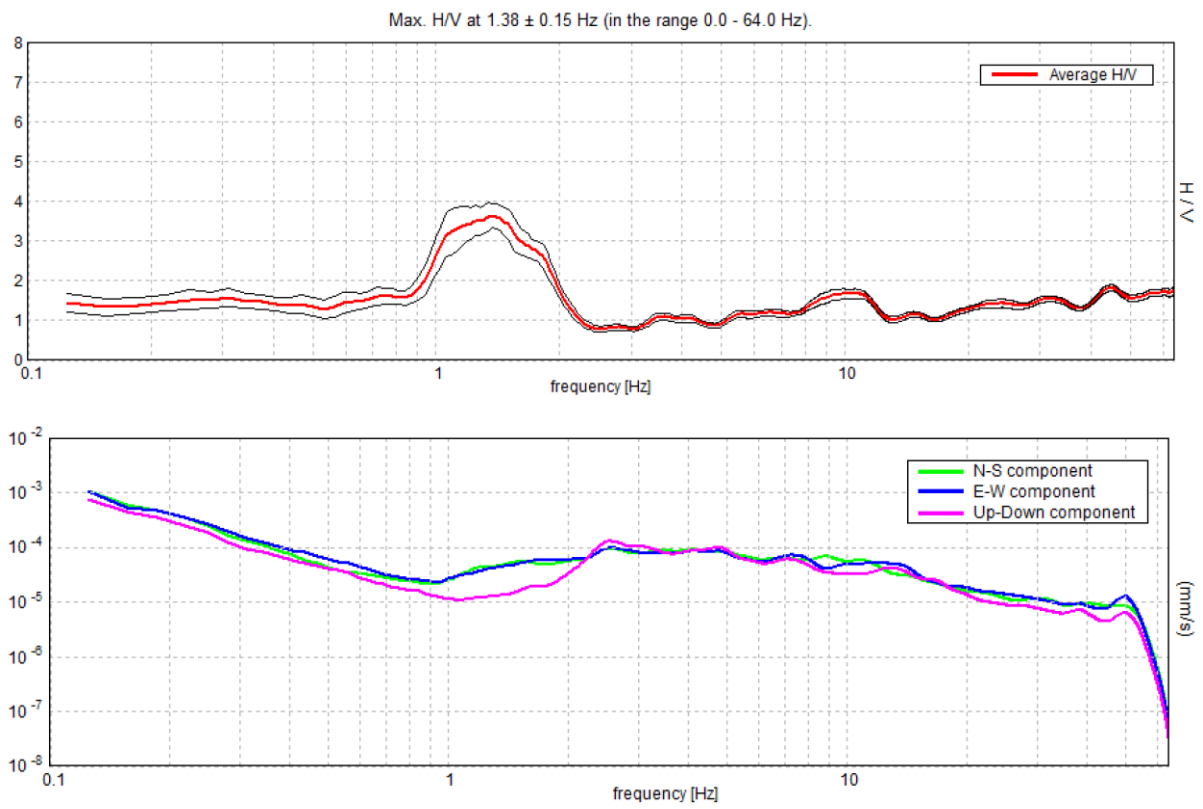
MISURA HVT110



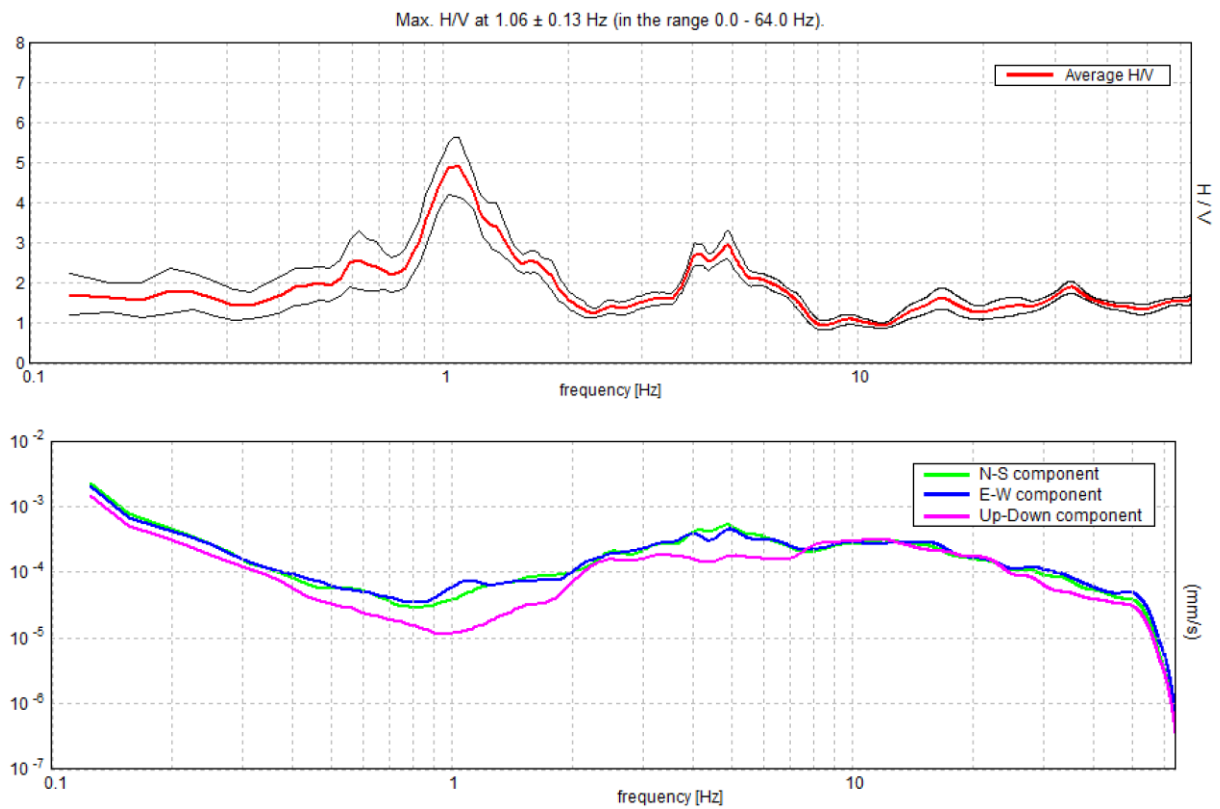
MISURA HVT111



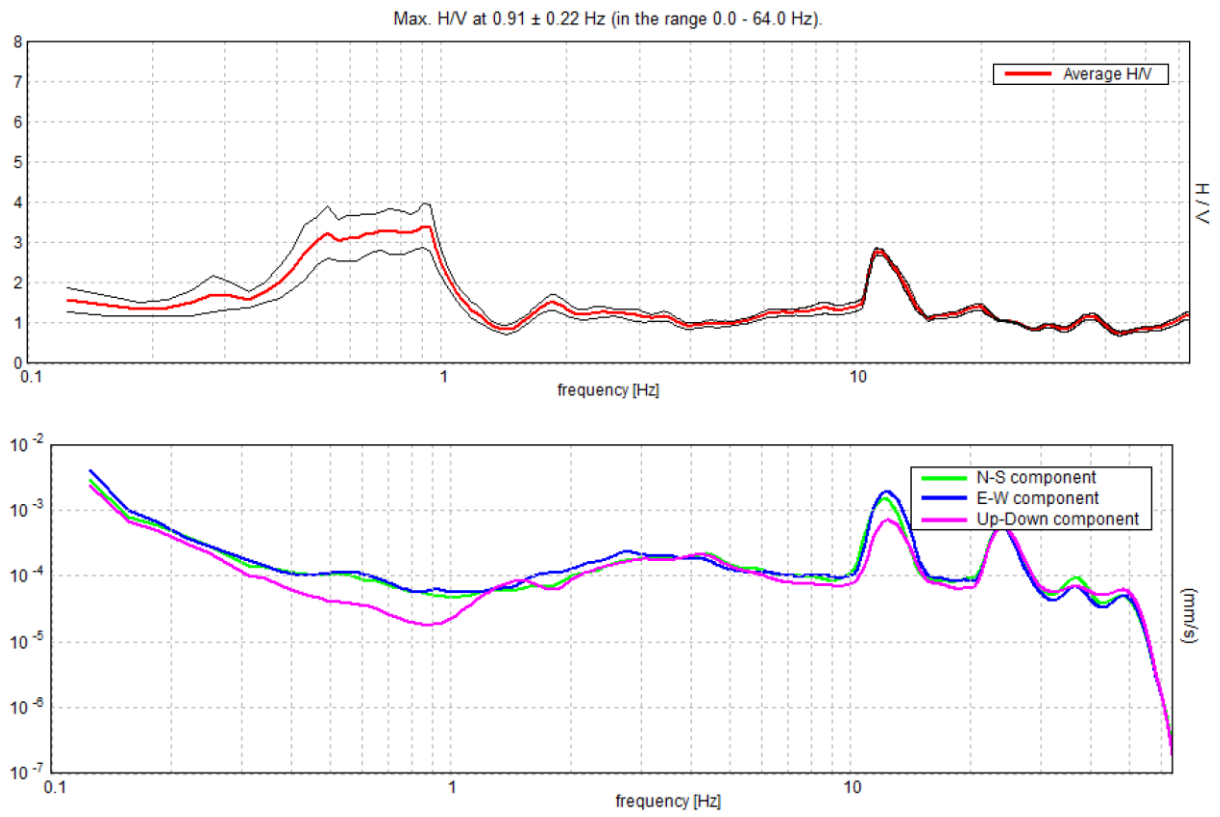
MISURA HVT112



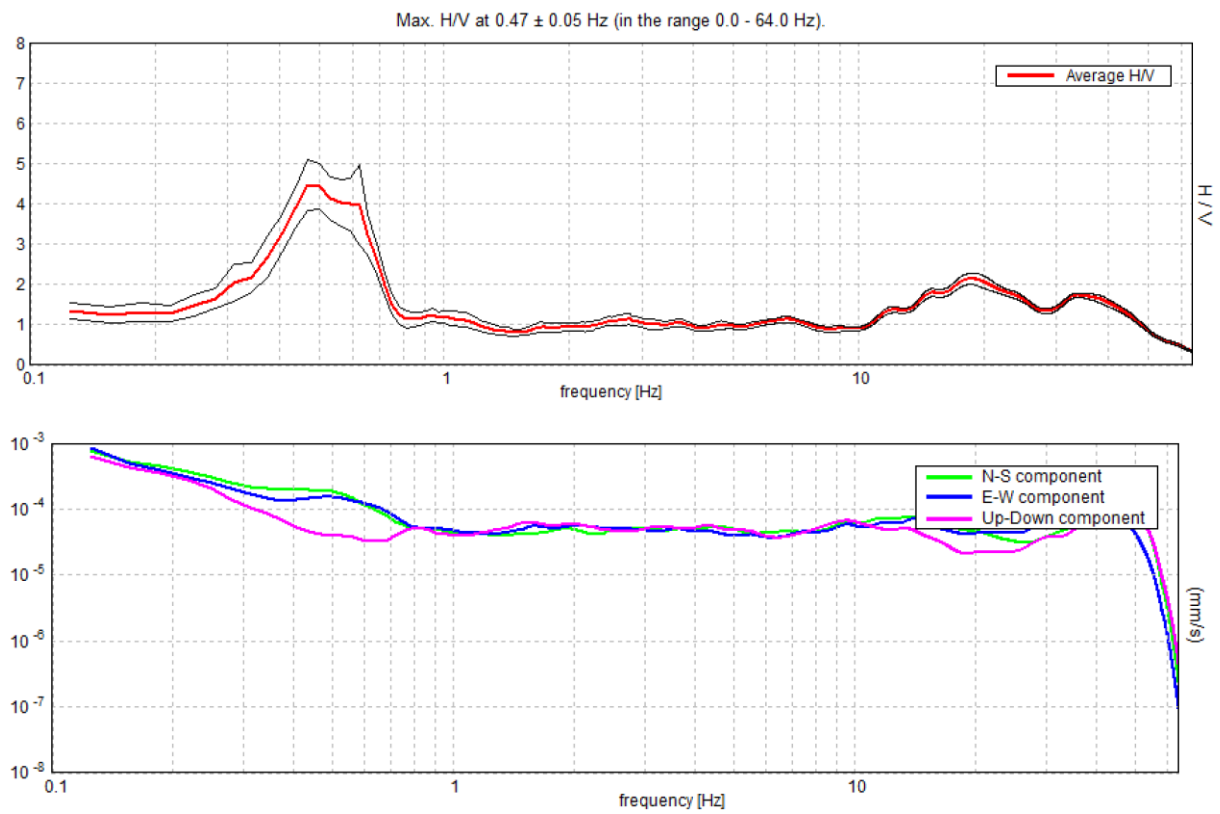
MISURA HVT114



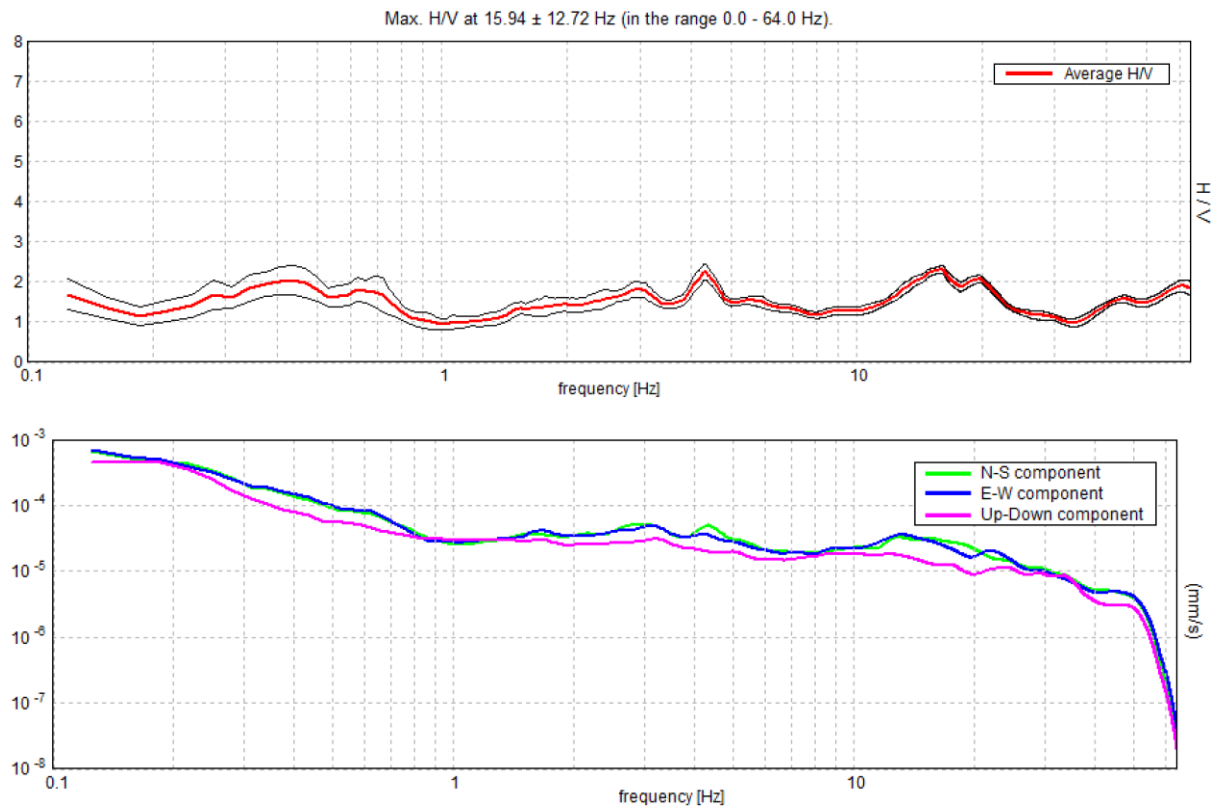
MISURA HVT115



MISURA HVT116



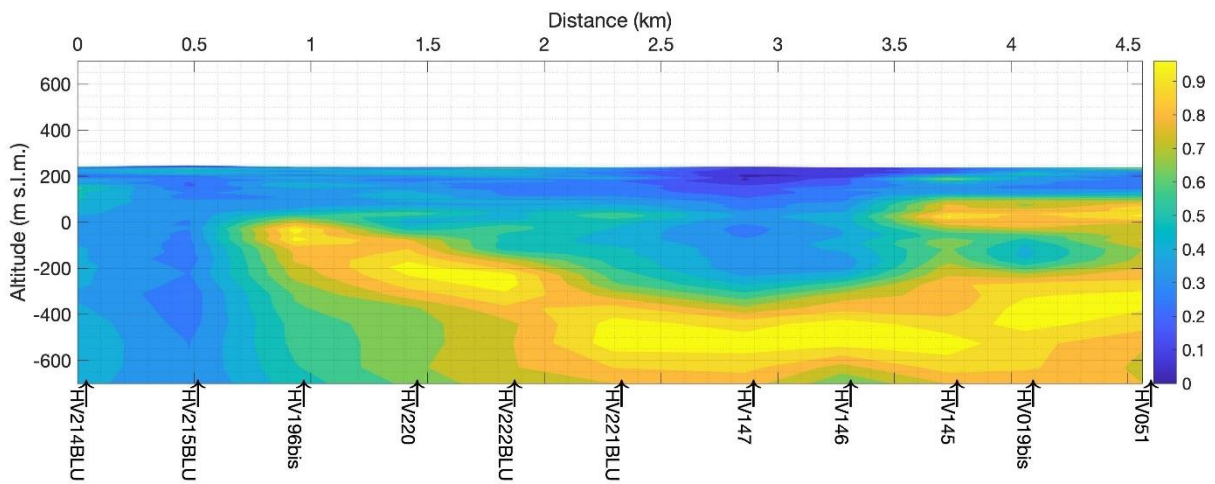
MISURA HVT117



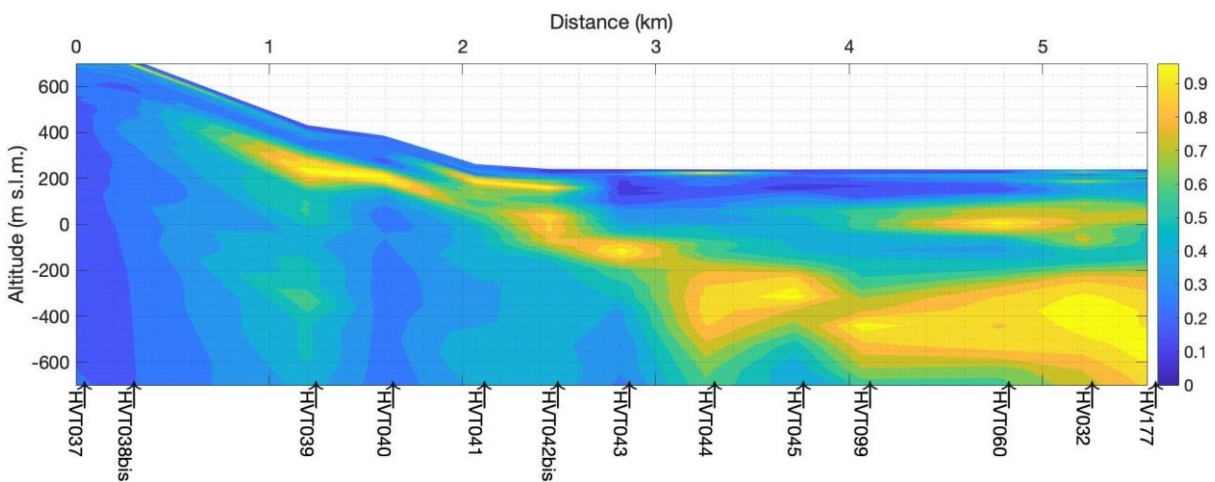
Appendice B

Di seguito sono riportate le sezioni sismiche ad orientazione E-W e N-S, ottenute dall'interpolazione delle misure sismiche passive a stazione singola lungo ogni sezione. La scala di colori rappresenta il logaritmo in base 10 dell'ampiezza dell'H/V.

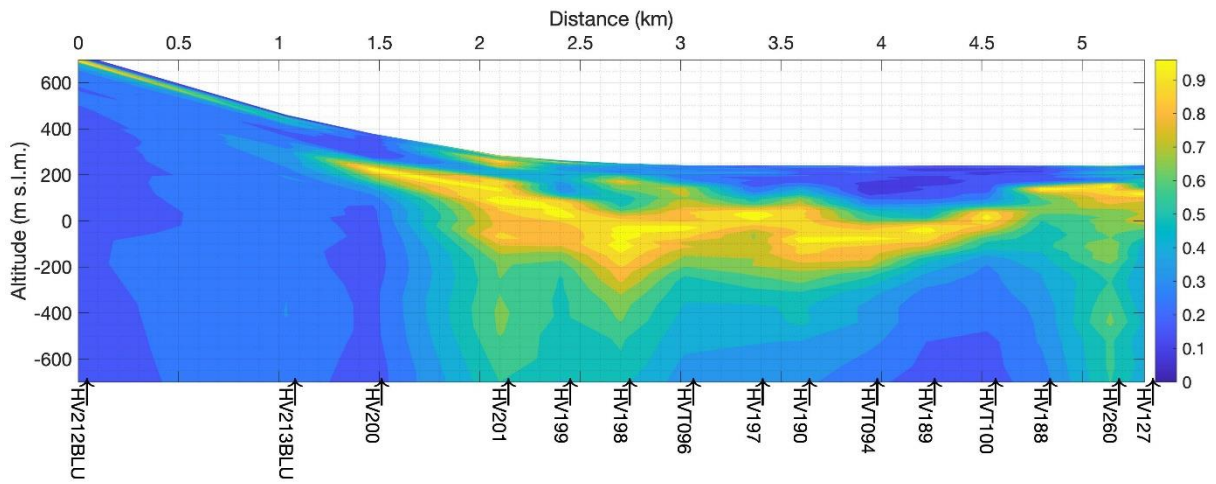
SEZIONE E-W 1



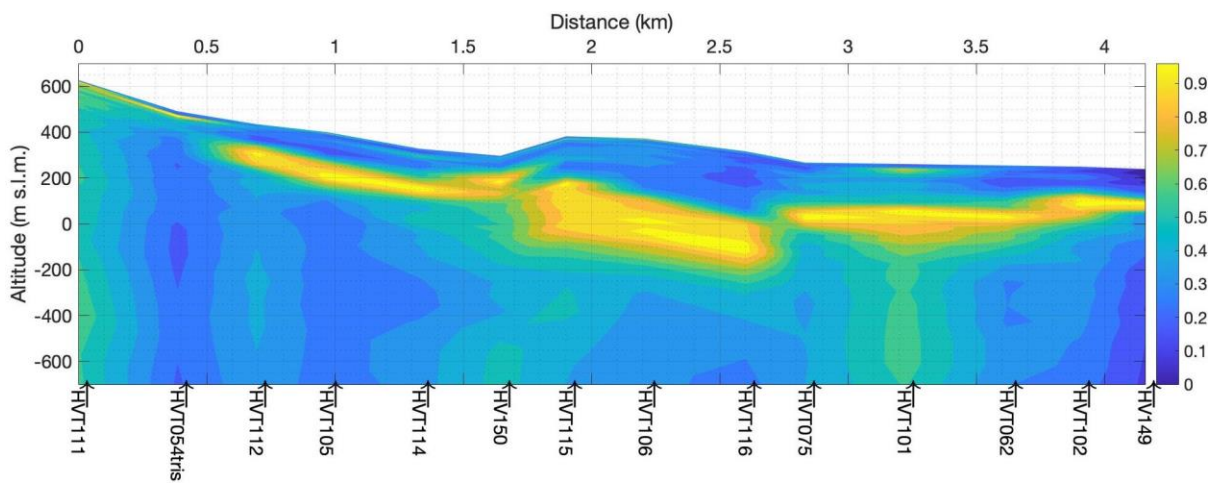
SEZIONE E-W 2



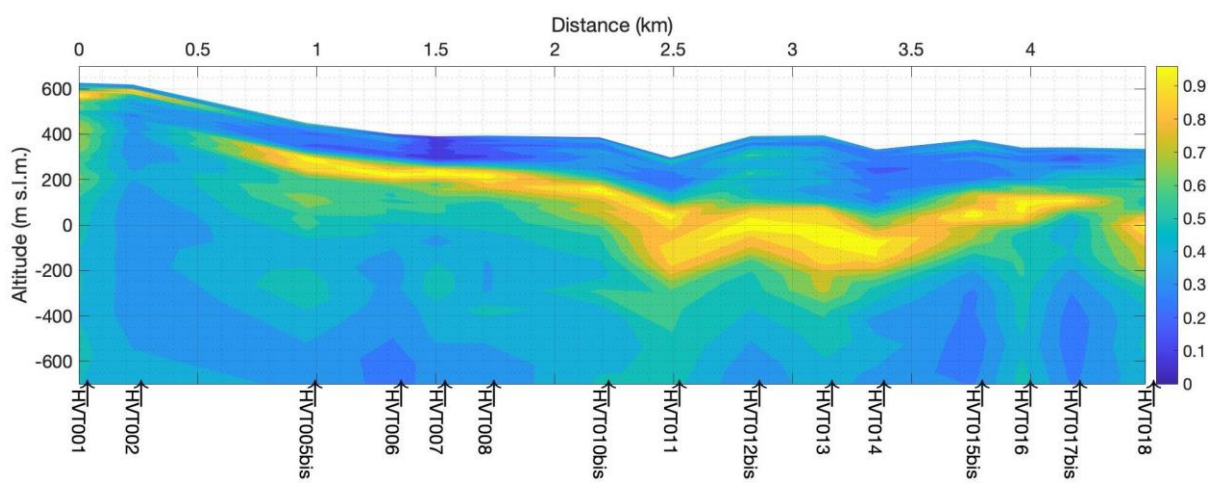
SEZIONE E-W 3



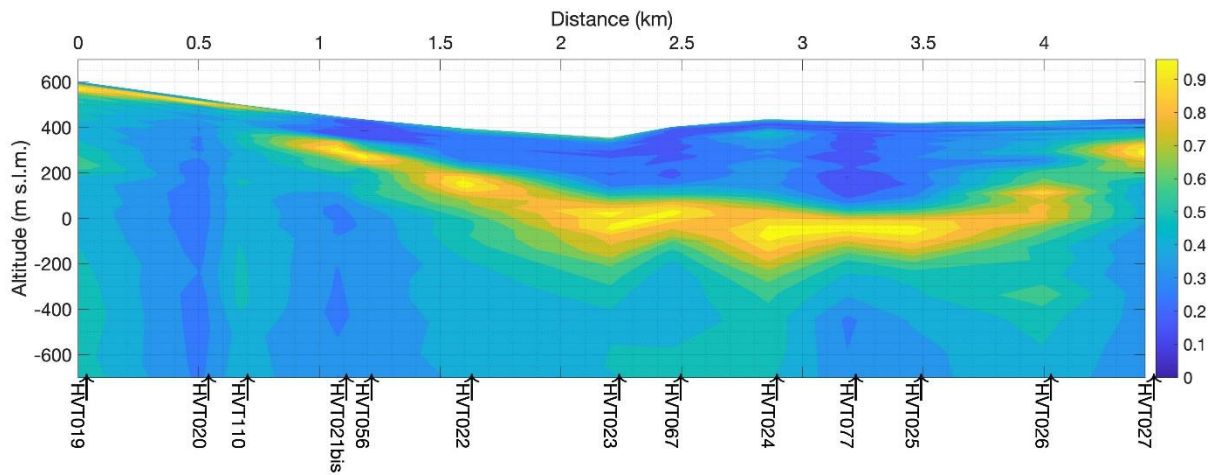
SEZIONE E-W 4



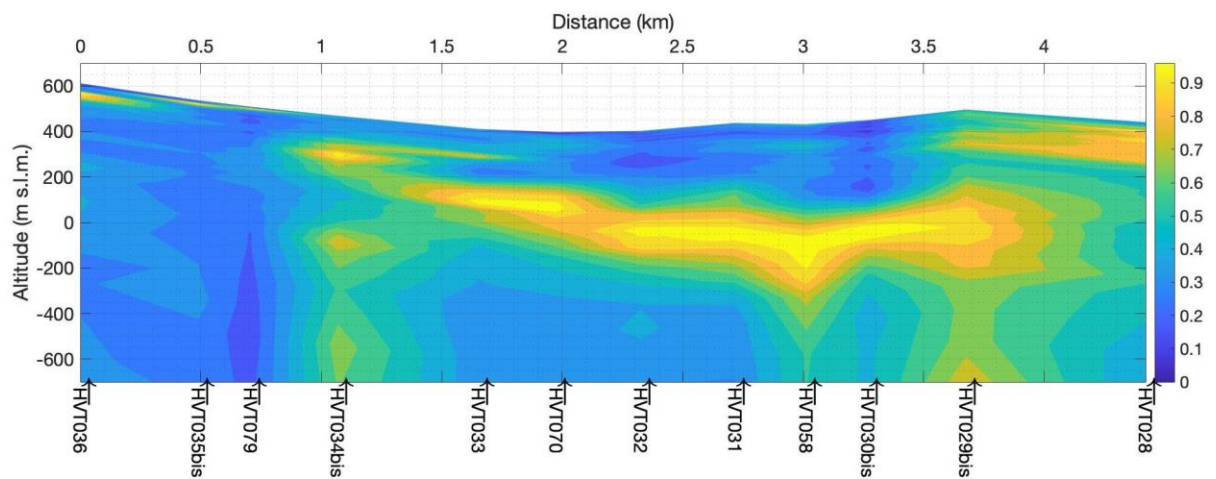
SEZIONE E-W 5



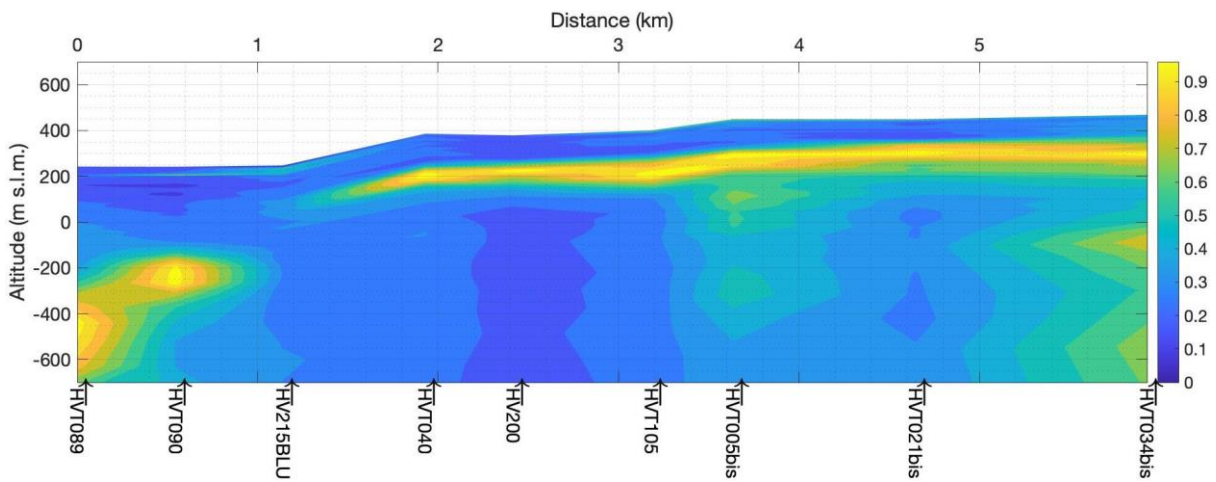
SEZIONE E-W 6



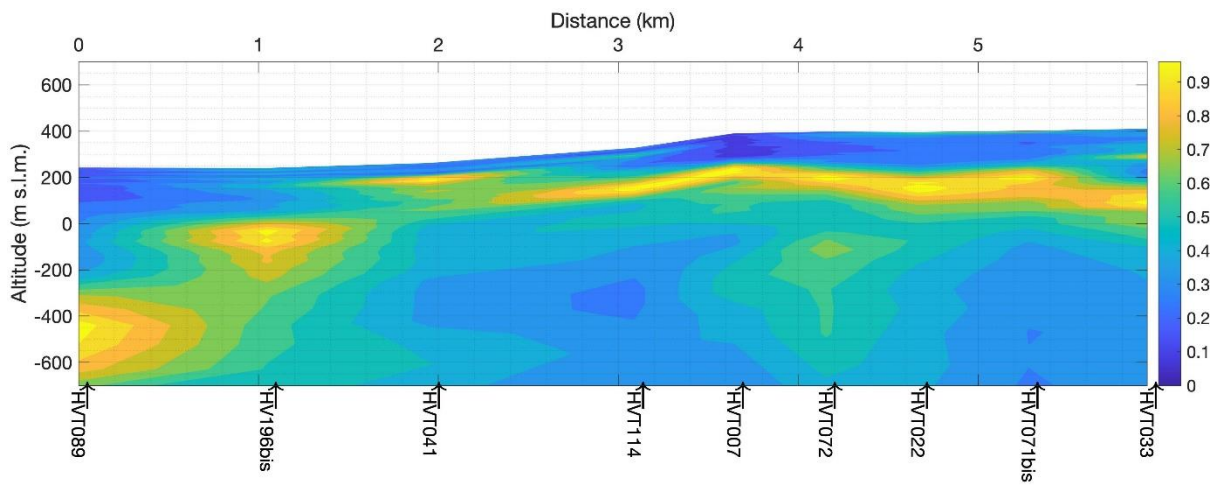
SEZIONE E-W 7



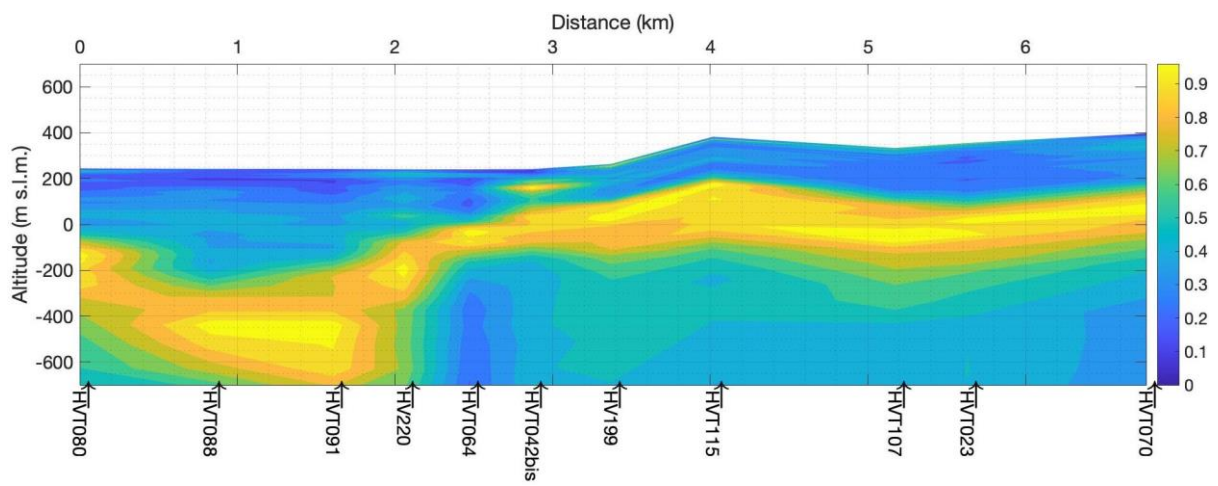
SEZIONE N-S 1



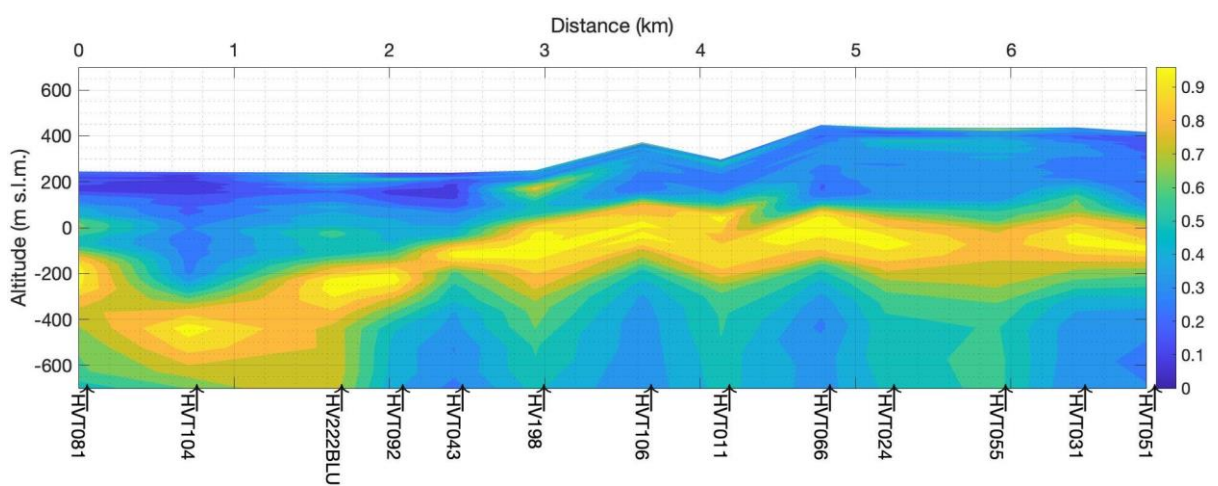
SEZIONE N-S 2



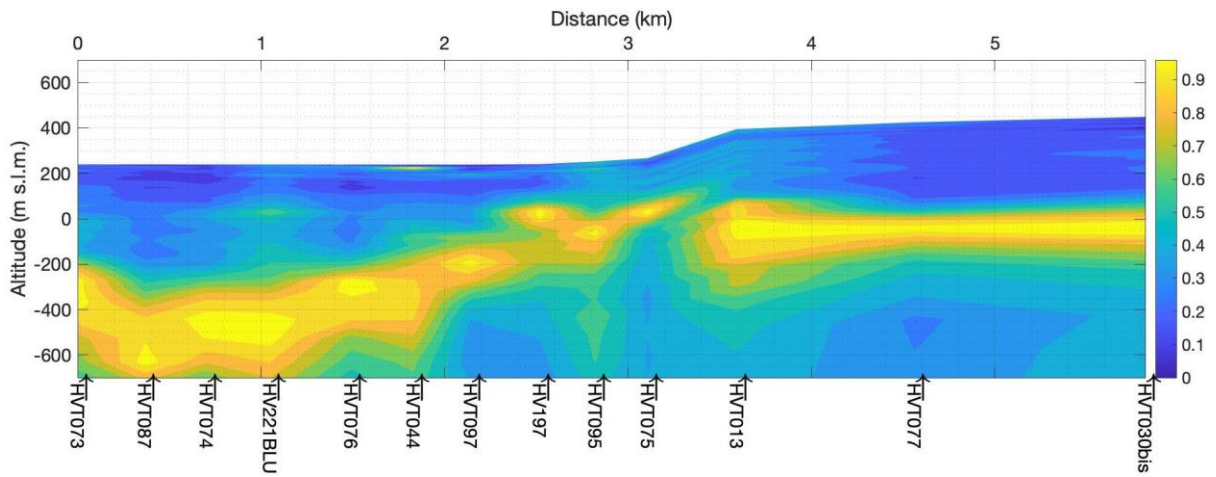
SEZIONE N-S 3



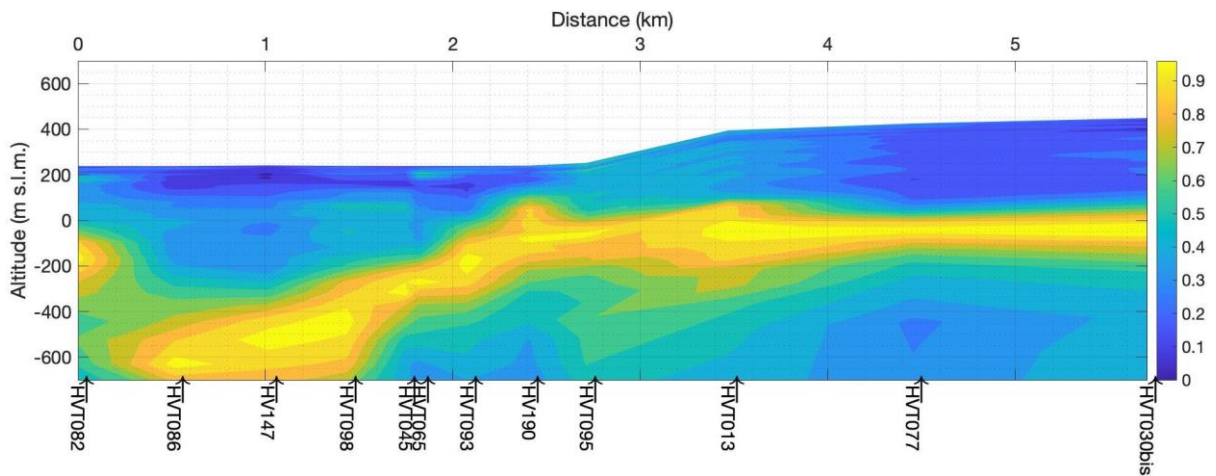
SEZIONE N-S 4



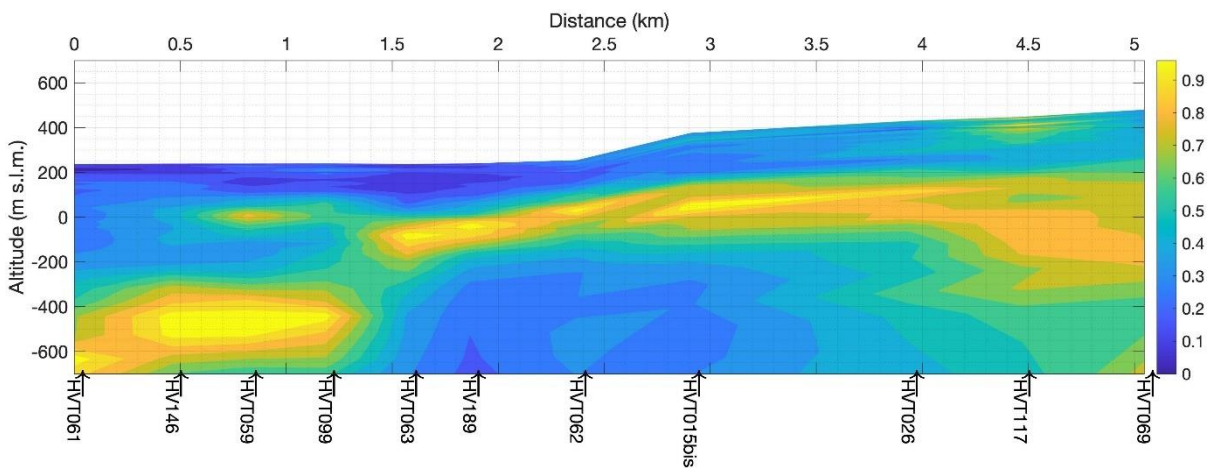
SEZIONE N-S 5



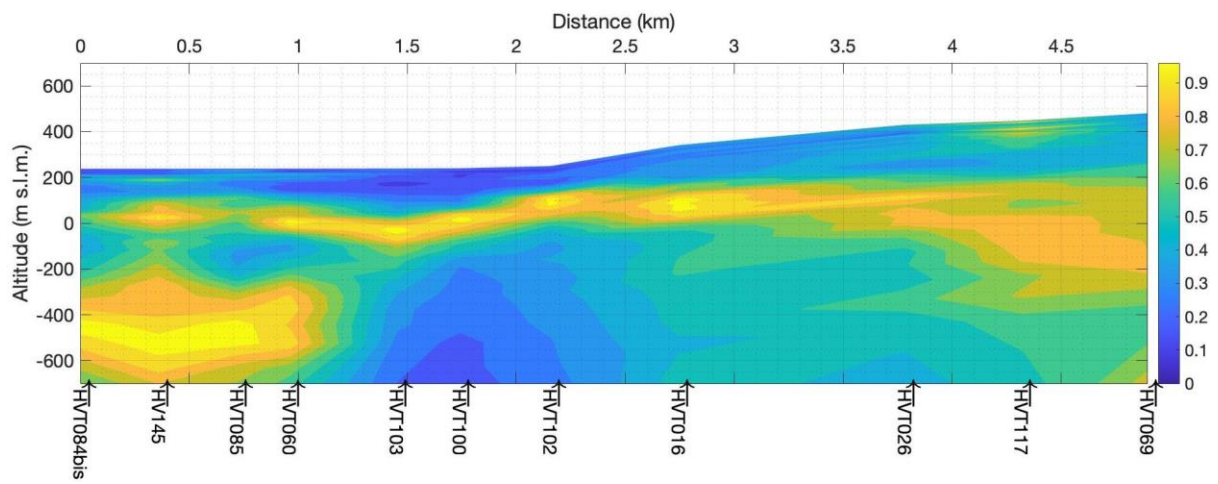
SEZIONE N-S 6



SEZIONE N-S 7



SEZIONE N-S 8



Appendice C

Di seguito sono riportate le schede tecniche di quattro pozzi localizzati in Oltradige: Pozzo 1801, 1907, 5702 e 5050

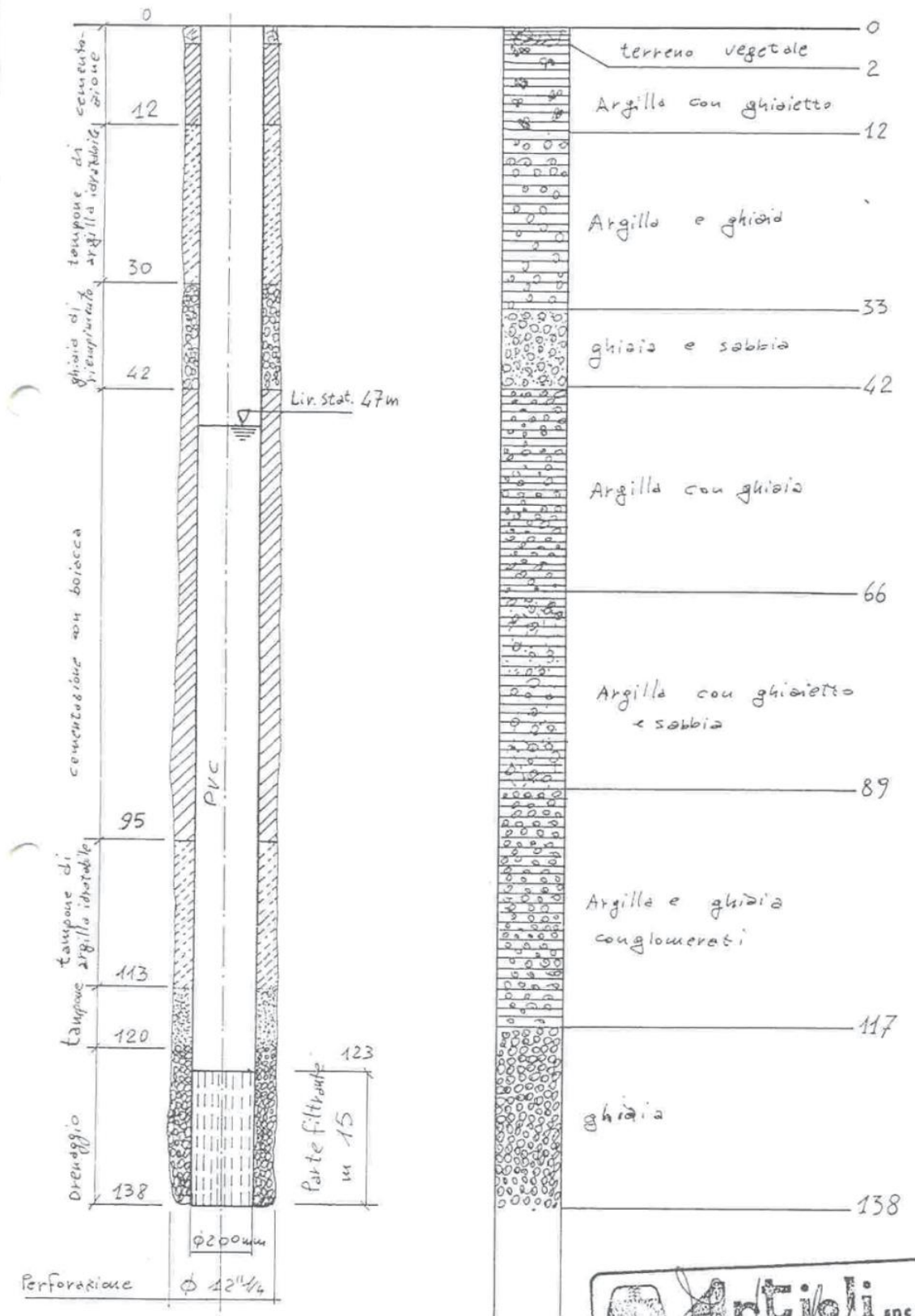
POZZO 1801

Foro Bohring	Quota ms.lm. Höhe m.ü.d.M.	Profondità m Tiefe	Strati h Schichten	Stratigrafia Schichtenfolge	Descrizione stratigrafica Stratigraphische Beschreibung	Interpretazione geologica Geologische Interpretation	Permeabilità Durchlässigkeit	Acqua Wasser	
								Presen. Anwes.	Level. Stand
	● 17	17 12●			Erde + Sand gemischt Porphyr-Felsen				

POZZO 1907

N - 1907
EPPAN

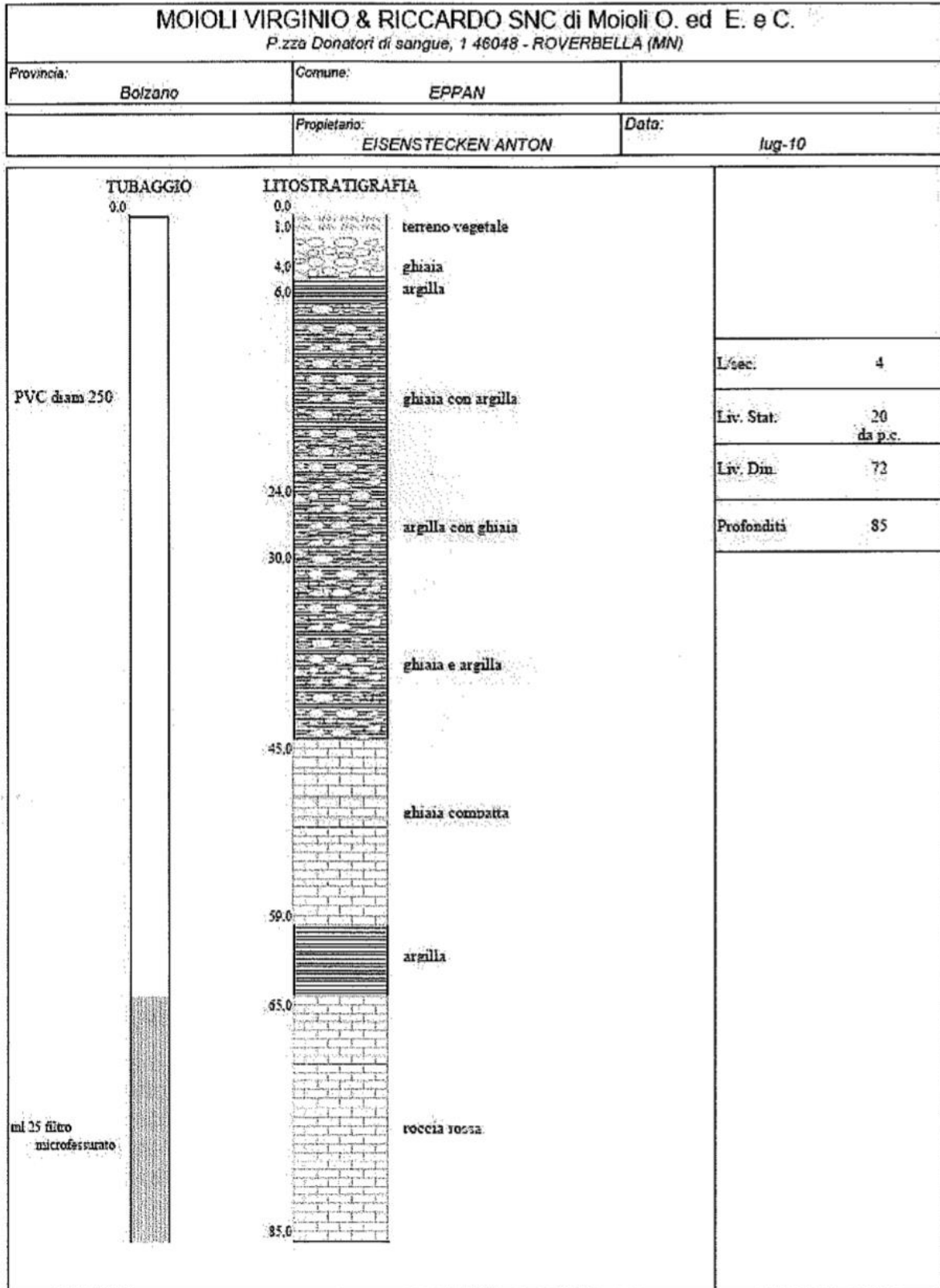
STRATIGRAFIA



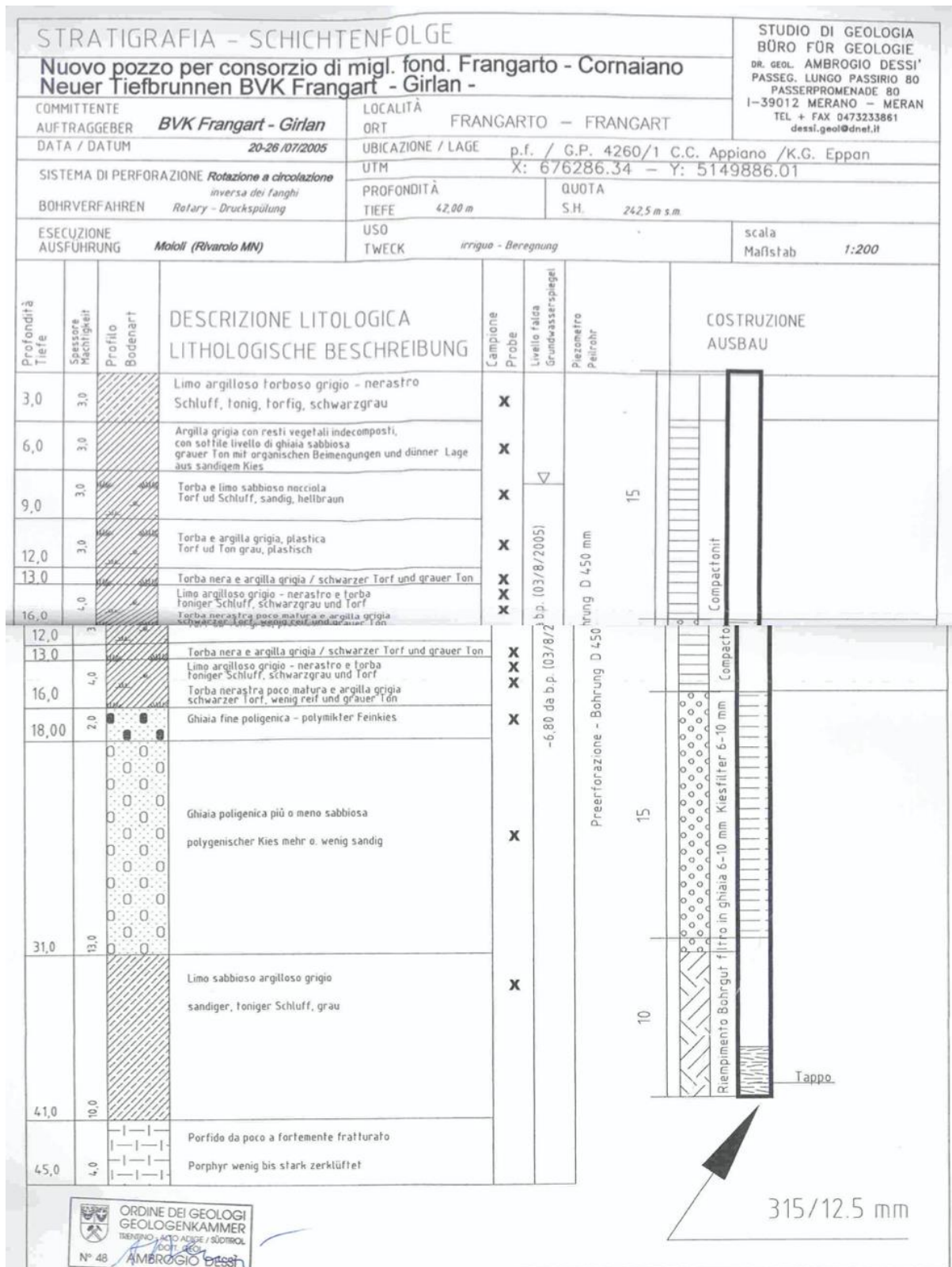
POZZO 5702

Studio di geologia tecnica ed ambientale

geologos



POZZO 5050



ORDINE DEI GEOLOGI
GEOLOGENKAMMER
TRENTO, AOSTA / SÜDTIROL
E.C.O.T. / E.C.O.T.
N° 48 AMBROGIO DESSI